

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

SP SERVICIO DE PUBLICACIONES  
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA



IGME

961

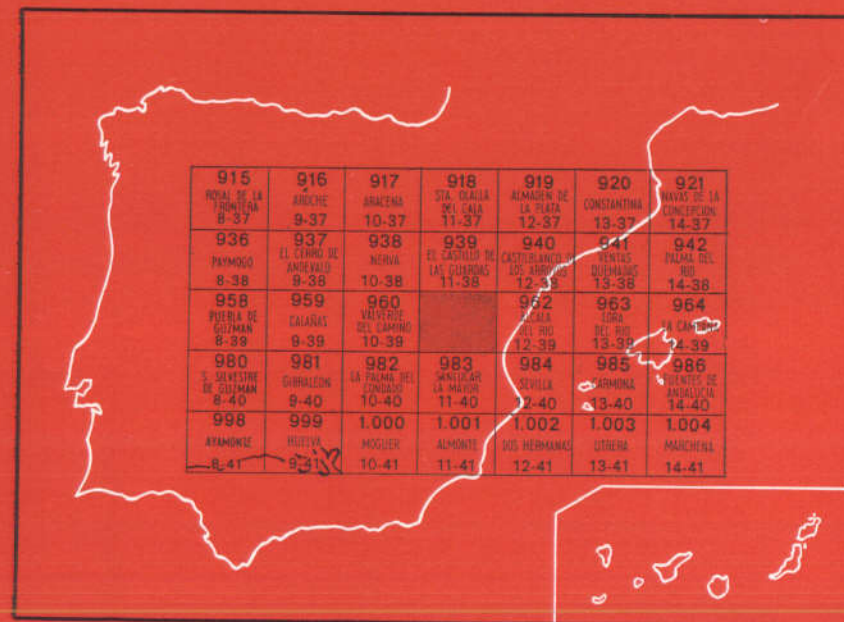
11-39

# MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

## AZNALCOLLAR

Segunda serie - Primera edición



20961

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

**MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA**  
**E. 1:50.000**

**AZNALCOLLAR**

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES  
MINISTERIO DE INDUSTRIA

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por la Compañía General de Sondeos, S. A., bajo normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido los siguientes técnicos superiores:

Integración de datos, confección final de la Hoja y Memoria: J. L. Coullaut Saenz de Sicilia, M. Soler Sampere, J. M. Portero García, M. J. Aguilar Tomás y J. Ramírez del Pozo.

En trabajos de campo y síntesis cartográfica: J. L. Coullaut Sáenz de Sicilia, M. Soler Sampere y J. M. Portero García.

Los trabajos de laboratorio (Petrografía, Sedimentología y Paleontología): M. J. Aguilar Tomás y J. Ramírez del Pozo.

Supervisión del IGME: J. B. Solar Menéndez.

## INFORMACION COMPLEMENTARIA

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

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

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

Depósito Legal: M - 37.658 - 1978

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

## 1 INTRODUCCION

La Hoja de Aznalcóllar está situada en la parte occidental de la provincia de Sevilla, correspondiendo a la de Huelva su cuadrante suroeste. Pertenece a las estribaciones meridionales de Sierra Morena, en sus límites con la depresión del Guadalquivir. Geológicamente, constituye el extremo oriental del llamado «Cinturón piritífero del SO. de la Península Ibérica».

La morfología de la Hoja es de tipo penillanura, con altitud media de relieves próxima a los 400 m. En ella el encajamiento de la red fluvial a nivel próximo a la llanura del Guadalquivir (100-150 m. en el ángulo SE. de la Hoja), configura una topografía de lomas, con laderas abruptas, orientadas Este-Oeste, según alineaciones estructurales.

La red hidrográfica principal es la formada por los ríos Guadlamar y Agrio (Crispinejo), tributarios del Guadalquivir, con una intensa red secundaria de arroyos y barrancos. En el tercio NO. de la Hoja se desarrolla un sistema de arroyos poco importantes, tributarios del río Tinto.

El único núcleo de población importante existente en la Hoja es el de Aznalcóllar, en el SE., y solamente hacia el NO. se localizan pequeñas aldeas agrupadas en el Ayuntamiento de El Madroño. El resto de la extensión de la Hoja está prácticamente deshabitado.

Predominan en la Hoja materiales paleozoicos pertenecientes al Devónico Superior y Carbonífero Inferior. El Devónico está constituido fundamentalmente por pizarras con intercalaciones de areniscas y grauvacas.

Sobre estos materiales se sitúa, estratigráficamente, una potente formación de carácter volcánico-sedimentario, a la que sigue un Carbonífero fosilífero de edad Viseense Superior. El Paleozoico queda recubierto, en el extremo SE. de la Hoja, por un Mioceno transgresivo, que gana potencia hacia el Sur. Finalmente, existen pequeños recubrimientos cuaternarios.

Los materiales Devónico-Carbonífero están afectados por la orogenia hercínica, que los plegó intensamente, provocando la aparición de una esquistosidad muy penetrativa, borrando, casi siempre, la estratificación. También, en relación con la citada orogenia, se produjo la intrusión, en el área de rocas graníticas (s.l.).

Las estructuras regionales siguen direcciones aproximadamente Este-Oeste, con vergencia al Sur, reconociéndose únicamente en las zonas de gran variabilidad litológica.

La Hoja tiene un gran interés minero por pertenecer al «Cinturón piritífero» y aflorar en ella extensas y potentes manifestaciones del complejo volcánico-sedimentario, al que van ligados las masas de piritas y sulfuros complejos (menas de cobre, plomo y cinc), como las que se explotan en la mina de Aznalcóllar (APIRSA).

Desde el punto de vista de canteras e hidrogeología, el interés de la Hoja es escaso.

La información previa, en lo que a cartografía geológica se refiere, se reduce a los mapas 1:200.000 (síntesis de la Cartografía existente, Hoja número 75, Sevilla) publicado por el IGME y a los realizados por CGS (inéditos) a escala 1:50.000 (1975-74), 1:20.000 (1975) y 1:10.000 (1973), cubriendo total o parcialmente la superficie de la Hoja. Esta cartografía inédita citada fue realizada bajo la dirección de C. Felgueroso Coppel, por L. López Vilchez, J. L. Hernández Enrile, J. Villota Lacort y por los autores de la Hoja.

## 2 ESTRATIGRAFIA

Como se ha indicado en la Introducción, afloran en la Hoja de Aznalcóllar materiales pertenecientes al Devónico Superior, Carbonífero Inferior, Terciario y Cuaternario. Además, existen intrusiones graníticas hercínicas, que se localizan en el cuadrante NE. de la Hoja.

El Devónico, que localmente podría incluir al Carbonífero Inferior, está representado por un potente conjunto, predominantemente pizarroso, que ocupa el área central y el cuadrante SO. de la Hoja, siendo sin duda sus materiales los que afloran con mayor amplitud.

El Carbonífero Inferior (Tournaisiense-Viseense Inferior a Medio) está representado por un Complejo volcánico-sedimentario en el que se distingue

un volcanismo ácido inicial, un volcanismo básico y un volcanismo dacítico final, al que sigue la «Formación Manganeso».

El Complejo volcánico-sedimentario se extiende en dos franjas de dirección Este-Oeste, ubicadas en los bordes norte y sureste de la Hoja.

El Viseiense Superior ocupa los núcleos de dos estrechos sinclinales en la banda septentrional.

Los materiales pertenecientes al Mioceno descansan transgresiva y discordantemente sobre los del Paleozoico en el borde suroriental, donde se inicia la depresión del Guadalquivir.

Finalmente, el Cuaternario tiene reducida extensión e importancia, constituyendo pequeños depósitos asociados a cursos fluviales, preferentemente en el ángulo sureste de la Hoja.

## 2.1 DEVONICO SUPERIOR Y DEVONICO SUPERIOR-TOURNAISIENSE-

### VISEIENSE INFERIOR A MEDIO ( $D_3$ , c, y $D_3$ -H<sup>A-A</sup><sub>11-12</sub>)

La mayor parte de la Hoja está ocupada por una monótona formación de carácter sedimentario, que, salvo en un afloramiento muy concreto (puente de la carretera Aznalcóllar-Gerena, sobre el río Crispinejo), no ha aportado fauna que permita su datación.

No obstante, en base a los datos bibliográficos de carácter regional y a consideraciones estructurales, esta potente serie sedimentaria se ha definido como de edad Devónico Superior-Tournaisiense-Viseiense Inferior-Medio ( $D_3$ -H<sup>A-A</sup><sub>11-12</sub>).

El Devónico Superior ( $D_3$ ) sólo ha podido caracterizarse en el ángulo SE. de la Hoja, donde en el afloramiento citado del río Crispinejo afloran dos lentejones de calizas (c) de pequeñas dimensiones. Son calizas grises, fétidas, con abundantes Crinoideos. Petrográficamente, son calcarenitas bioclásticas con granos subangulosos de cuarzo y matriz micrítica o microesparítica. Entre los bioclastos se reconocen fragmentos de Crinoides, restos de Algas referibles a *Dvinella*, Foraminíferos, próximos a *Endothyra*, y Fenestélidos. Fuera de la Hoja, en niveles equivalentes de calizas, se han determinado Conodontos de edad Famenienense.

Por encima de las calizas, en este punto, aparecen 30 m. de pizarras arcillosas grises, a las que sigue un banco de 10 m. de potencia de lavas ácidas que se considera iniciación del Complejo volcánico-sedimentario, por lo que las pizarras citadas se han considerado también como devónicas.

En el ángulo noroeste de la Hoja, y en el núcleo de una estructura anticlinal, afloran pizarras y areniscas que, en la vecina Hoja de El Castillo de las Guardas incluyen niveles calizos con fauna devónica. Por este motivo han sido consideradas de esta edad ( $D_3$ ), aunque sus límites con los ni-

veles basales del Complejo volcánico-sedimentario, aquí en facies sedimentaria, son imprecisos.

En el resto de la Hoja se ha separado como  $D_3H_{11-12}^{A-A}$  una potente serie de pizarras, areniscas y grauvacas cuya parte superior puede representar el cambio lateral del Complejo volcano-sedimentario.

Esta serie está muy replegada y afectada por una intensa esquistosidad, que llega a borrar la estratificación. No obstante, las observaciones realizadas en figuras sedimentarias y las relaciones  $S_0/S_1$  indican predominio de techo al Norte, sin que se hayan podido observar tramos definidos con techo hacia el Sur, por lo que puede considerarse como una serie «monoclinal».

Como cabe la posibilidad de que existan pequeñas estructuras sinclinales, en las que los materiales del núcleo sean un equivalente sedimentario del volcanismo inicial, ya Carbonífero, se ha preferido asignar a todo este conjunto la edad Devónico-Carbonífera indicada anteriormente.

Las pizarras son las rocas más abundantes de este conjunto. Generalmente son pizarras arcillosas de colores grises en roca fresca y rojizas cuando están alteradas. Son rocas de grano muy fino, que presentan una superficie de esquistosidad marcada. Están formadas por una matriz sericitica, en la que se aprecian a veces algunas fajitas milimétricas más silíceas, que son expresión de la primitiva estratificación.

Son también muy frecuentes niveles de pizarras arcillosas de color verde, de grano algo más grueso que las anteriores y con una esquistosidad menos penetrativa, por lo que presentan una disyunción en paquetes gruesos. Como en el caso anterior, delgadas bandas de material silíceo permiten apreciar las relaciones entre estratificación y esquistosidad.

Entre las pizarras arcillosas existen niveles de pizarras silíceas de color gris oscuro. Estas rocas están formadas por una matriz cuarzo-sericitica o silícea en la que se aprecian algunos granos de cuarzo. A veces presentan cubos o fajitas de pirita.

Las areniscas aparecen intercaladas entre las pizarras en forma de lentejones y bancos con poca continuidad lateral. Son rocas de colores claros, grises o beige, que presentan estructuras primarias tales como estratificación cruzada. «ripple marks» y sedimentación gradada, fundamentales para determinar la polaridad de la serie. Generalmente presentan una potencia de 5 a 20 cm., aunque excepcionalmente, como sucede en el río Crispinejo, 2 Km. al norte de Aznalcóllar, pueden llegar a los 10 m. con bancos de más de un metro de espesor.

Las grauvacas son rocas de color gris verdoso, que se presentan en bancos de algunos decímetros de potencia. Están formadas por granos de cuarzo y feldespato incluidos en una matriz arcillosa. A veces presentan cubos o fajas delgadas de pirita.

Se observa una mayor proporción de areniscas en la mitad oriental de la Hoja, y especialmente en los niveles más altos de la formación.

En algunas zonas de contacto con las masas intrusivas los materiales sedimentarios de este tramo han sufrido metamorfismo térmico, pasado a corneanas y pizarras mosqueadas que serán descritas en el apartado de petrología (DM<sub>3</sub>-HM<sup>A-A</sup><sub>11-12</sub>)

## **2.2 TOURNAISIENSE-VISEIENSE INFERIOR A MEDIO (COMPLEJO VOLCANICO-SEDIMENTARIO)**

Por encima de los materiales devónicos descritos en el apartado anterior y en aparente concordancia con los mismos, aflora una potente serie de carácter volcánico-sedimentario, formada por rocas volcánicas (lavas y piroclastos) ácidas y básicas, con pasadas más o menos importantes de rocas sedimentarias.

El Complejo volcánico-sedimentario está comprendido entre un Famenense Superior (lentejones de calizas) y un Viseiense Superior; de aquí que se le asigne normalmente una edad Devónico-Carbonífera. Recientemente, SCHERMERHOR menciona determinaciones de edades absolutas de rocas ácidas de la base del volcánico, realizadas por métodos radiométricos, llegando a la conclusión de que la base del complejo volcánico-sedimentario coincide con la base del Carbonífero, y asignando al episodio efusivo una edad Tournaisiense-Viseiense Inferior.

La existencia de varios focos efusivos hace que en las proximidades de cada uno de ellos haya un franco predominio de rocas volcánicas. Al alejarse de los mismos disminuye la potencia de las volcanitas y se produce un cambio de facies a pizarras. A veces, el complejo volcánico-sedimentario puede estar representado únicamente por pizarras y areniscas que, desde un punto de vista cronoestratigráfico, pertenecen rigurosamente a dicho complejo. En este último caso, es muy difícil separar estos materiales de los pertenecientes a la Formación Prevolcánica.

Al efectuar la cartografía geológica se ha marcado mediante un contacto supuesto el límite entre los distintos tramos y formaciones, cuando la formación volcánico-sedimentaria está constituida exclusivamente por materiales sedimentarios. Este contacto se ha adaptado a las estructuras tectónicas. Dado que éstas vienen señaladas principalmente por materiales volcánicos, cuyo comportamiento frente a los esfuerzos tectónicos es distinto de los materiales sedimentarios, más plásticos, este contacto supuesto debe considerarse sólo como indicativo en la mayoría de los casos.

En la Hoja de Aznalcóllar, a pesar de los numerosos cambios de facies hay una clara sucesión dentro del complejo volcánico-sedimentario, tanto al norte como al sur de la Hoja, pudiendo dividirse la serie en cuatro tramos, que se describirán a continuación.

Las características estructurales y petrográficas de sus materiales son objeto de estudio detallado en el capítulo de petrología, por lo que aquí se describirá sólo su sucesión estratigráfica y relaciones laterales.

## 2.2.1 VOLCANISMO ACIDO INICIAL ( $HP_{11-12}^{A-A}$ , Q, $HTb_{11-12}^{A-A}$ , $HT_{11-12}^{A-A}$ , $HV_{11-12}^{A-A}$ )

El volcanismo ácido inicial adquiere su mayor desarrollo en el sector de Aznalcóllar, en el extremo SE. de la Hoja.

En la banda volcánica-sedimentaria septentrional está escasamente representado.

Recorriendo el río Crispinejo de Sur a Norte ( $X=374.850$ ;  $Y=326.750$ ), se tiene una buena representación del desarrollo del volcanismo ácido inicial del sector sureste.

Por encima de pizarras y de areniscas con un lentejón de calizas, que se considera perteneciente al Devónico terminal ( $D_3$ ), aparece un banco riolítico de 10 a 12 m. de espesor ( $HV_{11-12}^{A-A}$ ), al que siguen pizarras grises y negras ( $HP_{11-12}^{A-A}$ ) con una potencia de unos 400 m.

A techo se sitúa un banco de riolitas masivas de unos 20 m. de potencia máxima, que acuña lateralmente. Le sigue una serie constituida por brechas y aglomerados ( $HT_{11-12}^{A-A}$ ) de unos 60 m. de espesor, que presenta algunas intercalaciones de pizarras.

El siguiente tramo es fundamentalmente pizarroso, con pizarras grafitosas de color negro que, al alterarse, adquieren coloraciones blancas. Su potencia es de 15 m. Hacia arriba y en tránsito gradual aparece un conjunto mineralizado ( $HTb_{11-12}^{A-A}$ ) fundamentalmente pizarroso en la base y piroclástico (con tobas y brechas) a techo. Su espesor total es de 110 m. La masa de piritita parece estar íntimamente ligada a las pizarras grafitosas, y en la parte superior, piroclástica, hay mineralizaciones de cobre como relleno en los planos de  $S_1$ .

Por encima del tramo mineralizado yace una formación piroclástica (brechas y aglomerados) de unos 80 m. de potencia con pequeños lentejones de piritita e intercalaciones de pizarras negras.

Constituye el tramo siguiente un banco de riolitas y riolitas porfiríoides esquistosadas de 20 m., que adquieren un gran desarrollo hacia el Oeste, sustituyendo a los niveles piroclásticos de brechas y aglomerados que se presentan a techo y tienen gran desarrollo al Este.

Encima se sitúa un horizonte pizarroso de unos 40 m. con gran continuidad de afloramiento. Son pizarras arcillosas negras con intercalaciones de tramos más silíceos, lentejones de jaspes y piroclastos.

Sigue una formación de brechas y aglomerados de cantos y matriz daci-

tica, sobre el que aparece un delgado nivel de cineritas silíceas de tonos violáceos y verdosos que marcan el paso al volcanismo básico.

Resumiendo, en el río Crispinejo existe, de muro a techo, una clara secuencia de volcanitas ácidas riolíticas que pasan a cuarzoláticas y dacíticas.

En el borde sur del complejo volcánico-sedimentario de la zona septentrional de la Hoja, el volcanismo ácido inicial está representado exclusivamente por afloramientos de lavas y tobos de muy reducido espesor, intercalados entre materiales sedimentarios.

Más al Norte, en las inmediaciones de la aldea de Juan Antón ( $X=358.900$ ;  $Y=342.700$ ), el volcanismo ácido inicial presenta mayor desarrollo, aunque sin alcanzar nunca el del sector de Aznalcóllar.

En esta zona, el volcanismo ácido inicial se inicia con lentejones delgados y poco extensos de lavas ácidas que han permitido marcar el contacto entre el Devónico Superior ( $D_3$ ) y el complejo volcánico-sedimentario. Siguen pizarras y areniscas, entre las que se intercala un nivel lenticular de cuarcitas negras (q) de un metro de espesor, que hacia el Este encajan entre volcanitas ácidas.

Por encima aflora un horizonte de brechas y aglomerados ( $HT_{11-12}^{A-A}$ ) de unos 40 m. de espesor, al que siguen pizarras y areniscas y, encima, un nivel de lavas vítreas de 20 m. de potencia. Estas manifestaciones volcánicas adquieren mayor desarrollo hacia el Este (Loma de Villargordo).

Termina la serie ácida inicial con unos 60 m. de pizarras y areniscas con niveles de «pebbe-mud flow» de gran continuidad lateral.

## 2.2.2 VOLCANISMO BASICO ( $HP_{211-12}^{A-A}$ , $HT_{211-12}^{A-A}$ , $HV_{211-12}^{A-A}$ )

En el sector de Aznalcóllar el volcanismo básico está muy poco representado. Exclusivamente aparece como basaltos y espilitas ( $HV_{211-12}^{A-A}$ ) en el núcleo de la estructura sinclinal de Aznalcóllar, donde constituye el techo de la serie local.

Más al Sur, en las inmediaciones de la carretera Gerena-Aznalcóllar, aparecen estos materiales básicos con estructura de «pillow-lava» en un afloramiento solapado por depósitos miocenos.

En la banda septentrional el volcanismo básico alcanza mayor desarrollo. Forma coladas de gran extensión y potencia, entre las que se intercalan numerosos niveles de areniscas y pizarras ( $HP_{211-12}^{A-A}$ ), de los cuales se han separado en la cartografía los más importantes.

En las proximidades de Juan Antón, la serie básica está constituida por 400 m. de lavas; las intercalaciones sedimentarias son muy escasas.

Más al Sur, en la carretera de El Madroño a Juan Antón ( $X=355.700$ ;  $Y=344.300$ ), las lavas básicas tienen 120 m. de potencia en bancos de unos 20 a 40 m. separados por intercalaciones de pizarras de espesor variable.

Las rocas piroclásticas están muy poco extendidas, predominando las brechas y aglomerados ( $HT_1^{A-A}_{11-12}$ ), generalmente monogénicos, sobre las tobas, que no alcanzan representación cartográfica.

Se sitúan en la base de las coladas y alcanzan su máximo desarrollo al sur de la loma de Villargordo (X=357.650; Y=343.900) y al norte de El Alamo.

### 2.2.3 VOLCANISMO DACITICO ( $HTb_3^{A-A}_{11-12}$ , $HT_3^{A-A}_{11-12}$ , $HV_3^{A-A}_{11-12}$ )

Se sitúa siempre por encima del episodio básico anterior. Sus materiales afloran únicamente dentro de la banda norte del complejo volcánico-sedimentario.

Las características distintivas son el carácter eminentemente piroclástico grueso (brechas y aglomerados ( $HT_3^{A-A}_{11-12}$ )) y la composición petrográfica uniforme de las lavas y piroclastos.

El volcanismo dacítico alcanza su mayor desarrollo al norte de Juan Antón. Allí, por encima de la serie básica, hay un nivel de unos 25 m. formado por tobas dacíticas, en lentejones de poca potencia, entre pizarras ( $HTb_3^{A-A}_{11-12}$ ). Sigue una potente serie (más de 200 m.) de aglomerados dacíticos con carácter de autobrechas. A techo de los mismos aparecen delgados niveles no cartografiables de cineritas violetas.

En la zona de El Tintillo (X=371.100; Y=338.200), los materiales volcánicos pertenecen exclusivamente al episodio dacítico. Sobre pizarras, areniscas y potentes bancos de grauvacas, que representan un cambio lateral del volcanismo básico, aparecen en el punto de mayor desarrollo unos 70 m. de aglomerados dacíticos, a los que siguen lavas porfídicas de la misma composición. Su espesor es de 20 m.

La potencia, tanto de los aglomerados como de las lavas disminuye con gran rapidez lateralmente a partir de los puntos de máximo espesor.

Por último, en la carretera El Madroño-Juan Antón este volcanismo está representado únicamente por unos 30 m. de aglomerados, que acunían rápidamente.

### 2.2.4 FORMACION MANGANESO ( $HP_5^{A-A}_{11-12}$ , $HFm^{A-A}_{11-12}$ , Pm)

Por encima del volcanismo dacítico, cuando aparece o directamente sobre los materiales del volcanismo básico, se desarrolla en el norte de la Hoja un volcanismo muy piroclástico que marca el final del complejo.

En la carretera El Madroño-Juan Antón la «Formación manganeso» está constituida por 50 m. de rocas piroclásticas de tonos morados ( $HFm^{A-A}_{11-12}$ ), con matriz tobácea que engloba clastos de jaspes y cineritas violetas. Lateralmente, pasan a pizarras y areniscas de tonos grises con delgados lentejones de jaspes ( $HP_5^{A-A}_{11-12}$ ). A techo aparece un delgado nivel lenticular de lavas

básicas, al que siguen 40 m. de areniscas beige de grano muy fino y 20 m. de cineritas violetas (Pm) que a veces toman tono verde claro. En estos niveles cineríticos las relaciones  $S_0/S_1$  permiten establecer sin dudas la polaridad de la serie.

En la zona de El Tintillo, por encima del volcanismo dacítico aparecen cineritas violeta, verdes y beiges. Se presentan en bancos de algunos centímetros con una potencia máxima de 30 m. Entre ellas aparece, a veces, un nivel tobáceo compuesto por una matriz violácea, cinerítica, que engloba «clastos» volcánicos ácidos.

El nivel de cineritas violetas, aunque de potencia variable, presenta una gran continuidad lateral y en el norte de la Hoja de Aznalcóllar constituye el techo del complejo volcánico-sedimentario.

### 2.3 VISEIENSE SUPERIOR ( $H_{12}^{A3}$ )

Esta unidad aflora en el NO. de la Hoja, en el núcleo de una estructura sinclinal cabalgada y limitado por un nivel de cineritas (sinclinal de El Alamo).

En esta estructura el Viseiense Superior está formado casi exclusivamente por pizarras, sin que prácticamente llegue a aparecer la alternancia de pizarras y grauvacas que constituye los niveles superiores.

Las pizarras tienen color gris oscuro y grano muy fino. Son pizarras arcillosas y en ellas se han encontrado Posidonomyas, entre las que se han clasificado: *Posidonomya becheri* GOLD., *P. cf. lateralis*, SOW. y *P. cf. barroisi*, MALL., lo que permite situar estos niveles en el Viseiense Superior.

En el sector de El Tintillo, por encima del nivel de cineritas descrito aparecen pizarras arcillosas de color gris oscuro con algunas intercalaciones de grauvacas. Aunque no se han encontrado fósiles en esta zona, estos niveles se atribuyen al Carbonífero en facies Culm, ya que presentan las mismas características litológicas que los niveles datados y ocupan la misma posición en la serie.

### 2.4 MIOCENO

Como se ha indicado en la introducción de este capítulo, los materiales pertenecientes al Mioceno afloran en el borde surenoriental de la Hoja, donde se inicia la Depresión del Guadalquivir que, hacia el Sur, se desarrolla ampliamente ganando potencia. Yace subhorizontal recubriendo transgresiva y discordantemente a los materiales paleozoicos, principalmente a los correspondientes al complejo volcánico-sedimentario.

En la cartografía se han separado dos tramos litológicos bien diferenciados, ambos con muy reducida potencia: el inferior, de arenas, calizas conglomeráticas o brechoideas a conglomerados calcáneos, y el superior, constituido por margas gris-azuladas.

Para el estudio estratigráfico del Mioceno se han levantado las columnas de Arroyo de Los Frailes (1) (X=376.097; Y=327.926) y de Arroyo de Las Huertas (2) (X=369.462; Y=326.588).

#### 2.4.1 TORTONIENSE SUPERIOR ( $T_{11}^{Bc3}$ )

En la columna de Arroyo de Los Frailes tiene una potencia de unos 22 m., estando representado por un conjunto de brechas calcáreas a conglomerados calizos que engloban cantos de pizarras, rocas volcánicas y cuarzo. Existen todos los pasos a calizas brechoideas, arenosas (biomicritas) ricas en *Lithothamnium*, *Heterostegina* cf. *complanata spiralis* PAPP u KUPPER, *Heterostegina gomez-angulensis* PERCONIG, *Amphistegina*, *Spiroplectammina* aff. *wrighti* (SILVESTRI), *Ammonia*, *Elphidium*, Ostreidos, Briozoarios y restos de Equinodermos.

Son muy frecuentes las intercalaciones de arenas y areniscas calcáreas microconglomeráticas, de tonos blanquecinos con pasadas más margosas. En estos niveles, y en la columna de Arroyo de Las Huertas, se han reconocido los siguientes microfósiles: *Ammonia beccarii beccarii* (LINNEO), *A. beccarii inflata* (SEG.), *A. punctato granosa* (SEG.), *Nonion boueanum* (D'ORB.), *Elphidium crispum* (LINNEO), *E. cf. exoletum* (COSTA), *E. cf. complanatum* (D'ORB.), *E. cf. fichtellianum* (D'ORB.), *Cancris auriculus* (FICHT y MOLL), *Cibicides lobatulus* (WALKER y JACOB), *C. cf. bellincionii* GIANNINI y TAVANI, *Bolivina* cf. *robusta* BRADY, *Guttulina communis* D'ORB., *Asterigerina planorbis* D'ORB. y numerosas especies de Ostrácodos no determinadas específicamente.

La macrofauna de estos tramos detríticos y brechoideos es también muy abundante, siendo particularmente notables la presencia de grandes *Ostrea crassissima* LAMARCK, así como *Clypeaster altus* LAM., *Pecten maximus* (LINNEO), *Natica*, *Phola*, etc.

El tramo cartográfico se asigna al Tortoniense Superior, por contener *Heterostegina*. Desgraciadamente no se han observado Foraminíferos planctónicos, debido, sin duda, al carácter litoral del depósito.

#### 2.4.2 TORTONIENSE SUPERIOR-ANDALUCIENSE INFERIOR ( $T_{11-12}^{Bc3-Bc1}$ )

Por encima de la serie descrita en el apartado anterior y en las costas topográficas más elevadas de esta zona, existe una monótona serie de margas azuladas o gris-azuladas compactas, que normalmente se presentan muy cubiertas y contaminadas por elementos cuaternarios, cuya potencia no sobrepasa dentro de la Hoja los 40 m. Son margas muy ricas en microfósiles, principalmente microforaminíferos, mientras que la macrofauna es muy escasa o inexistente.

La microfauna planctónica más característica de estos niveles margosos está constituida por las siguientes especies: *Orbulina bilobata* (D'ORB.),

*O. suturalis* BRONN., *O. universa* D'ORB., *Globigerinoides obliquus* BOLLI, *G. extremus* BOLLI y BERM., *G. quadrilobatus* BANN. y BLOW, *G. bisphaericus* TODD, *G. sacculifer* (BRADY), *Sphaeroidinella seminulina* SCHWAG., *Sph. subdehiscens* BLOW, *Globigerina diplostoma* REUSS, *G. apertura* CUSHM., *G. bulloides* D'ORB., *G. foliata* BOLLI, *G. decoraperta* TAKAY y SAITO, *Globorotalia scitula* (BRADY), *G. miocenica* PALM., *G. menardii* (D'ORB.), *G. dalii* PERCONIG, *G. lupae* MARTINEZ, *G. martinezi* PERCONIG, *G. merotumida* BANNER y BLOW, *G. plesirotundata* BANNER y BLOW, *G. acostaensis* BLOW y *G. crotonensis* CONATO y FOLLADOR. Los microforaminíferos bentónicos son también muy numerosos, tanto en especies como en ejemplares, destacándose la presencia de *Planulina arimenensis* D'ORB., *Siphonina reticulata* (CZJZEK), *Siph. planoconvexa* (SILV.), *Eponides* cf. *frigidus* (CUSHM.), *Cassidulina laevigata* D'ORB., *C. subglobosa* BRADY, *Sphaeroidina bulloides* D'ORB., *Spiroplectammina carinata* (D'ORB.), *S. wrighti* (SILV.), *Clavulina* cf. *rudis* (COSTA), *Martinotiella communis* D'ORB., *Marginulina hirsuta* D'ORB., *M. costata* var. *coarctata* SILV., *M. spinulosa* KARRER, *Vaginulinopsis inversa* var. *carinata* SILV., *Vaginulina legumen* var. *elegans* D'ORB., *Pleurostomella alternans* SCHWAG., *Dentalina aciculata* (D'ORB.), *Dentalina leguminiformis* (BATSCH), *D. communis* (D'ORB.), *Chrysalogonium obliquatum* (BATSCH), *Nodosaria raphanistrum* (LINNEO), *N. hispida* BLOW, *Lagena striata* (D'ORB.), *Planularia auris* DEFR., *Hopkinsina bononiensis* (FORNAS.), *Uvigerina flinti* CUSHMAN, *U. barbatula* MACFADY., *U. cf. schwageri* BRADY, *U. cf. rutila* CUSHM., *Bulimina aculeata* D'ORB., *Lagenodosaria sublineata* (BRADY), *Chilostomella oolina* SCHWAG., *Saracenaria arquata* D'ORB., *S. tetraedea* (BORN.), *Bolivina dilatata* REUSS, *B. arta* MACFADY., *Gyroidina soldanii* D'ORB., *G. neosoldanii* BROTZ., *Anomalina grosserugosa* (GUMB.), *A. flinti* CUSHMAN, *A. helicina* (COSTA), *A. cf. ornata* (COSTA), *Cibicides* cf. *robertsonianus* (BRADY), *C. aff. mexicanus* NUTT., *C. floridanus* var. *miocenicus* COLOM., *C. pseudoungerianus* (CUSHM.), *C. ungerianus* (D'ORB.), *Robulus* (L.), *vortex* (FICHT. y MOLL.), *R. (L.) orbicularis* (D'ORB.), *R. (L.) echinatus* (D'ORB.), *B. (L.) serpens* var. *clericii* (FORNAS.), *R. (L.) cultratus* MONT., *R. (L.) dilectus* SEG., *R. (L.) rotulatus* (LAM.), *R. (L.) inornatus* (D'ORB.), *Cancris oblongus* (D'ORB.), *Stilostomella monilis* (SILV.) y *Pullenia bulloides* D'ORB.

En la parte más alta del conjunto margoso aparecen los primeros ejemplares de *Globorotalia margaritae* BOLLI y BERM. junto a *Orthomorphina tenuicostata* (COSTA), que caracteriza el Andaluciense Inferior.

La base de la unidad cartográfica corresponde a la zona de *Globorotalia menardii*, subzona de *Globorotalia menardii miocenica* (de acuerdo con la definición del convenio de Bolonia de 1968) o a la zona núm. 16 ó superior a ella de las establecidas por BLOW. Estas zonas pertenecen sin la menor duda al Tortoniense Superior. La parte superior es de edad Andaluciense Inferior, según se ha indicado más arriba.

Hacia las regiones meridionales, fuera ya de la Hoja, las margas alcanzan mayor desarrollo, incluyendo a términos más modernos del Andaluciense y teniendo por encima a la serie de margas arenosas, arenas y limos, así como a la calcarenita («caliza tosca»), ambas también del Andaluciense.

## 2.5 CUATERNARIO

Aflora en el cuadrante suroriental de la Hoja, en forma de pequeñas manchas que recubren, fundamentalmente, a los depósitos del Mioceno.

### 2.5.1 PLEISTOCENO ( $Q_1T_1$ y $Q_1T_2$ )

Existen dos tipos de terrazas de acuerdo con su nivel actual respecto al río; aunque por su escasa entidad no están representadas en la cartografía:

- La terraza inferior ( $Q_1T_2$ ) tiene su borde superior a 5-6 m. sobre el cauce actual y está constituida por gravas y bolos subredondeados de cuarzo y rocas volcánicas, con matriz arenosa.
- La terraza superior ( $Q_1T_1$ ) se sitúa a 30-25 m. sobre el nivel actual. Tiene la misma naturaleza que la terraza inferior, pero está frecuentemente rubefactada y algo consolidada.

### 2.5.2 HOLOCENO ( $Q_2Al$ y $Q_2Sa$ )

Se han diferenciado los *aluviones* ( $Q_2Al$ ) o materiales de acarreo correspondientes al área actual de los «talweks». Estos aluviones están constituidos por bolos, gravas y arenas subredondeadas y heterométricas de cuarzo, cuarcita y rocas volcánicas.

Como *sedimentos antrópicos* ( $Q_2Sa$ ) se han separado las escombreras del pozo Santiago (APIRSA), por ser las únicas cartografiables a la escala del mapa. En cambio, las escombreras de la mina Caridad y pozo Arturo, también de APIRSA, por ser menos importantes no se han dibujado.

## 3 TECTONICA

### 3.1 CARACTERISTICAS GENERALES

Las rocas del cinturón piritífero muestran varios grados de deformación que dependen de su competencia y del nivel estructural en que se encuentran, existiendo pliegues, fallas y cabalgamientos, todos ellos originados durante la orogenia hercínica. Las estructuras describen un arco, pasando de una dirección NNO.-SSE., en la mitad occidental de Portugal, a E.-O., en las provincias de Huelva y Sevilla.

El plegamiento es muy intenso, estando las estructuras en general volcadas hacia el S. o SO. A menudo los anticlinales del complejo volcánico-sedimentario tienen su flanco invertido cabalgando sobre el Viseiense Superior.

En Portugal se han descrito mantos de corrimiento plegados en Aljustrel (SCHERMERHORN y STANTON, 1969), sin que hasta la fecha se hayan localizado en otras zonas. Probablemente se trata de accidentes en principio subhorizontales, desarrollados en las etapas iniciales del plegamiento, deformándose al continuar éste. Los pliegues van acompañados por el desarrollo de una esquistosidad  $S_1$  de plano axial, a menudo intensa, que buza al N. o NE. y afecta a todo el cinturón piritífero. La estratificación  $S_0$  está fuertemente enmascarada, no siendo observable en bastantes casos. Las superficies o planos más acusados y en general siempre visibles, corresponden a la esquistosidad  $S_1$ .

En la mayor parte de las zonas (Calañas, Aljustrel, Aznalcóllar) se ha identificado otra etapa de deformación de la misma dirección, caracterizada por pliegues acompañados por una esquistosidad  $S_2$  que deforma a las estructuras y esquistosidades de la etapa anterior, acompañada de fallas inversas. En las zonas estructuralmente más profundas (Portugal), esta deformación está bien desarrollada, disminuyendo la intensidad hacia las partes más superficiales o externas del edificio estructural.

Las deformaciones que se han descrito hasta aquí responden a esfuerzos cuyas componentes principales tienen la misma orientación en el espacio, por lo que deben ser consideradas como distintos estadios de una misma fase de plegamiento.

Una segunda fase, de dirección prácticamente perpendicular a la primera, origina pliegues de dirección N.-S. o NE.-SO. que en ciertas áreas van acompañados de una esquistosidad  $S_3$ .

Como deformaciones tardías hay que considerar los varios sistemas conjugados de «Kink bands» que han sido descritos en la bibliografía existente. Los últimos movimientos hercínicos producen un sistema de fallas conjugadas con componentes de desgarre y de dirección aproximada NE.-SO. y NNO.-SSE., cuyo salto alcanza en ocasiones varios kilómetros.

En la Hoja de Aznalcóllar existen todas las deformaciones anteriormente descritas, excepto los mantos de corrimiento vistos en Aljustrel.

El plegamiento principal de toda la zona corresponde probablemente a la fase Sudética, que tuvo lugar entre el Viseiense y Westfaliense. Los movimientos de la fase 1c pueden haber tenido lugar en la fase Astúrica (Westfaliense alto).

La representación y el estudio geométrico de las estructuras se ha hecho sobre proyección estereográfica, utilizándose la falsilla de Wülf. Los datos están representados en el hemisferio inferior.

La interpretación de las estructuras está basada en la superposición de datos microtectónicos a la cartografía, lo que permite, a falta de poder

ver las charnelas, determinar la situación de los ejes de los pliegues y deducir si son anticlinales o sinclinales aplicando criterios de polaridad deducidos de las relaciones  $S_0$ - $S_1$ .

## 3.2 DESCRIPCION DE LAS DEFORMACIONES

### 3.2.1 FASE 1a

Corresponde a los mantos de corrimiento descritos en Aljustrel, que son precoces respecto a la etapa más intensa de deformación. No se ha demostrado su existencia en Aznalcóllar, pero hay la posibilidad de que uno de los cabalgamientos existentes en las cercanías de la Mina Caridad ( $X=373.750$ ;  $Y=328.150$ ) pertenezca a esta etapa.

### 3.2.2 FASE 1b

Es la fase de deformación mayor de la región y la que le da su estructura casi definitiva. Durante esta fase se desarrollan pliegues de dirección general E.-O., de vergencia Sur, acompañados de una esquistosidad  $S_1$  de plano axial, a menudo muy intensa, que buza al N. (estereograma 1). Los anticlinales mayores son frecuentemente cabalgantes hacia el Sur.

La superficie de estratificación  $S_0$  forman pliegues que varían de la escala milimétrica a la kilométrica. Los pliegues menores son siempre isoclinales, pero a escalas mayores se observan algunos que no lo son. Se trata de pliegues bien desarrollados, con flancos normal e inverso generalmente conservados y de clara vergencia Sur.

Los ejes de éstos no son rectilíneos, presentando frecuentes cambios de dirección y buzamiento; de todas maneras están siempre comprendidos dentro del plano axial del pliegue, sin que esté presente deformación alguna. Con este tipo de geometría pueden obtenerse pliegues de direcciones perpendiculares entre sí, sin que ello implique la existencia de varias fases tectónicas. Este hecho se pone muy claramente de manifiesto en el estereograma número 1 ( $D_3$ - $H_{11-12}^{A-A}$ , al N. de La Zarcita), en el que se han representado 101 ejes y lineaciones  $L_1$ , intersecciones de  $S_0$  y  $S_1$ . Se observa claramente que la dispersión de éstos se realiza sobre la traza de los planos de esquistosidad.

Si en vez de considerar las superficies  $S_0$ , consideramos el conjunto de capas plegadas, existen diferentes tipos de pliegues en Aznalcóllar. Cuando los pliegues afectan a materiales competentes en bancos potentes (cuarcitas, sobre todo) pueden originarse pliegues de tipo concéntrico. Cuando el espesor de la capa disminuye o el material es más incompetente, se pasa a pliegues en los que no se conserva el espesor de las capas, fenómeno que ocurre en la inmensa mayoría de los pliegues visibles en la zona. El caso extremo lo encontramos en las pizarras con lechos delgados de elementos volcánicos,

en las que se desarrollan pliegues en los que las capas han aumentado notablemente de espesor en la charnela, presentando flancos a menudo laminados o inexistentes.

Frecuentemente los flancos sur de los anticlinales, o los contactos litológicos mayores han actuado como niveles de despegue con magnitudes de desplazamiento de mayor o menor importancia. El fenómeno puede variar desde el grado de simple despegue (contacto sur de la serie volcánica ácida con las pizarras en el río Crispinejo) hasta accidentes de envergadura.

Los pliegues van acompañados de una esquistosidad de plano axial muy desarrollada, de orientación general E.-O. y buzamiento N., que afecta a todos los materiales presentes en la zona, excepto a las rocas volcánicas muy compactas. La pirita masiva parece estar poco afectada, pero en ciertas zonas lo está la mena fajeada. Los granitos no están afectados por su carácter tardi-tectónico.

Esta esquistosidad es plana, paralela y penetrativa en las pizarras, y anastomosada en las rocas lávicas y grauwacas. En alguna de estas rocas particularmente duras, puede tomar el aspecto de una fracturación orientada. En general es muy intensa, enmascarando fuertemente a la estratificación, en particular en las rocas del complejo volcánico-sedimentario del sector de Aznalcollar, donde ésta es francamente difícil de observar.

A escala de los elementos componentes de la roca, la deformación se manifiesta de varias maneras. En general éstos se encuentran estirados en la dirección de la máxima pendiente del plano de esquistosidad y acortados perpendicularmente a ella. Esto se manifiesta incluso a nivel de los granos de pirita, que en algunos casos aparecen rotos y disgregados incluidos en un recrecimiento de cuarzo orientado del tipo «shadow pressure». Todos estos fenómenos que acaban de ser descritos permiten interpretar la esquistosidad  $S_3$  como un verdadero «slaty cleavage», desarrollado perpendicularmente a la dirección de compresión mayor.

El comportamiento del conjunto del material depende de la competencia o incompetencia de la roca. En las pizarras negras y en ciertas rocas volcánicas el material ha fluido plásticamente, y existen todos los pasos intermedios hasta el comportamiento semirrígido (cuarcitas y ciertas rocas volcánicas). Evidentemente, el tipo de pliegues existente en cada una de las rocas está en relación con su distinto comportamiento ante los esfuerzos tectónicos. Así el tipo de pliegues con charnelas engrosadas se da en los materiales que ha sufrido fluencia plástica y pueden ser considerados como «flow folds» desde el punto de vista genético. En los casos en que el estiramiento no ha sido uniforme se obtienen los pliegues de eje no rectilíneos pero situado siempre dentro del plano axial. En el caso de materiales muy competentes con escasa deformación íntima se obtienen únicamente pliegues concéntricos.

### 3.2.3 FASE 1c

En esta fase se originan cabalgamientos de vergencia Sur y dirección general E.-O., acompañados de una esquistosidad  $S_2$  no penetrativa, también de dirección E.-O. y buzamiento N., sobre la que forma pliegues la  $S_1$  (estereograma 2). En general los cabalgamientos de la formación 1b han sido reactivados en esta fase, lo que dificulta considerablemente su separación. La relación de la  $S_2$  con los cabalgamientos es particularmente clara en el río Crispinejo, al N. del puente de la carretera de las minas, o al S. del pueblo de Juan Antón.

Los pliegues de la  $S_1$  son de dos tipos: «chevron» o concéntricos, de escala centimétrica a métrica. Indican siempre una geometría de flanco normal, lo que prácticamente excluye la existencia de pliegues mayores en el estadio 1c, excepto en la unidad NE. donde la  $S_1$  aparece fuertemente plegada sobre los planos de  $S_2$ , que toma el aspecto de una esquistosidad de crenulación. En el resto de la Hoja la esquistosidad  $S_2$  no llega nunca a alcanzar el desarrollo e intensidad de la  $S_1$  y aparece sólo localmente en las pizarras. Se presenta en general localizada en zonas cuyo ancho sobrepasa raramente los tres metros, sin afectar nunca a toda la masa. En estas zonas puede adquirir incluso el aspecto de «strain slip cleavage».

En el ángulo NO. de la Hoja se observan accidentes cabalgantes de vergencia N. de poca importancia, que podrían interpretarse como conjugados de los accidentes principales de esta etapa de deformación.

### 3.2.4 FASE 2

Esta segunda fase de deformación es debida a unos esfuerzos principales orientados diferentemente a los de la fase anterior. Debe, por tanto, haber existido una cierta interrupción tectónica entre las dos.

Se manifiesta por pliegues desarrollados sobre la esquistosidad  $S_1$ , de dirección N.-S., y escala centimétrica a decamétrica, que a veces van acompañados de una fracturación de plano axial subvertical, que muy localmente pasa a ser un verdadero «strain slip cleavage» (estereograma 3). Quizá pueden atribuirse a esta fase las ondulaciones visibles en la esquistosidad  $S_1$  a escala hectométrica y también de dirección N.-S.

### 3.2.5 FASE 3

Se trata de un sistema conjugado de «kink bands» diversamente orientados que deforma a las estructuras anteriores.

### 3.2.6 FASE 4

La última fase de deformación herciniana origina un sistema conjugado de fallas de desgarre que pueden llegar a tener saltos de algún centenar de

metros. Se observan dos familias principales, una N.-S., dextra, y otra NE.-SO., senestra.

### 3.3 UNIDADES ESTRUCTURALES

Toda la Hoja de Aznalcóllar queda englobada dentro del cinturón piritífero del SO. de España, que puede ser considerado como una unidad tectónica mayor dentro del conjunto de las cadenas hercinianas españolas. Ello implica que, en general, dentro del ámbito de la Hoja se aprecia una cierta uniformidad de estilo e intensidad de la deformación (aunque ésta es mayor en el sector de Aznalcóllar). Por ello las características mecánicas de los distintos materiales serán el principal agente condicionante de las diferencias de estilos tectónicos, y a la larga, quienes definirán las principales unidades estructurales. Pueden distinguirse las siguientes:

- 1) Unidad NE., fuertemente intruida por granitos (s.l.).
- 2) Unidad central, de Devónico y volcánico-sedimentario, lo que permite subdividirla en:
  - a) Subunidad de El Alamo, volcánico-sedimentaria.
  - b) Subunidad de Cumbrecilla-Tabernillas, devónica. Esta cabalga sobre:
- 3) Unidad de Aznalcóllar, volcánico-sedimentaria cubierta en discordancia por:
- 4) Unidad meridional miocena.

A continuación se describe cada una de ellas con mayor detalle.

#### 3.3.1 UNIDAD NE.

Se halla confinada en el sector NE. de la Hoja; forma parte de una unidad mucho más extensa, fuertemente intruida por granitos, que se extienden al S. del geoanticlinal de Aracena.

En el sector situado al N. y E. del granito del Torilejo la intensidad de la deformación es muy alta; tanto en fase 1b como en fase 1c. La estructura mayor visible en esta zona corresponde a un par antiforme-sinforme de fase 1c, de dirección N. 120° E., que presenta numerosos repliegues menores. En sus flancos, la S<sub>1</sub> pasa a tener posición horizontal y los pliegues que la acompañan, aparecen como pliegues tumbados de dirección N.-S.

La intrusión de los granitos parece estar relacionada con esta etapa de la deformación. Tienen aureolas de metamorfismo poco desarrolladas o prácticamente inexistentes y en ellos se aprecian únicamente los efectos de la fase tardía de fracturación.

Es frecuente en esta Unidad la presencia de diques de rocas ácidas rela-

cionadas con los granitos, que han intruido a favor de fracturas desarrolladas durante el emplazamiento de éstos y que tiene la misma orientación que la  $S_2$ . Estas fracturas cortan a las estructuras de  $S_0$  y  $S_1$  y las intrusiones provocan pequeñas áreas de metamorfismo de contacto.

Los límites de esta unidad son claros cuando están señalados por las estructuras de fase 1c (sector al E. del granito del Torilejo). Al O. del mismo se vuelven imprecisos, pudiendo considerarse como límite el final de las intrusiones.

### 3.3.2 UNIDAD CENTRAL

Ocupa la mayor parte de la Hoja. Dentro de ella pueden distinguirse dos subunidades con diferente comportamiento estructural, condicionado fundamentalmente por la diferente litología, pero en evidente continuidad tectónica. Así, se diferencian las zonas de El Alamo, donde existe una potente serie volcano-sedimentaria y la subunidad de Cumbrecilla-Tabernillas formada por pizarras y grauvacas.

#### Subunidad de El Alamo

Se extiende al S. de la zona anterior hasta el contacto de las pizarras devónicas. Forma la prolongación oriental del sinclinorio de Río Tinto.

La presencia de importantes masas de lavas y piroclastos, de diferente comportamiento tectónico que las pizarras devónicas, confiere a esta zona su individualidad. En ella se desarrollan pliegues de escala kilométrica en fase 1b. En ellos se observa claramente un mayor desarrollo de los sinclinales, que aparecen completos, mientras que los anticlinales son mucho más agudos y reducidos, y muchas veces fallados, habiendo actuado su flanco meridional como superficie de movimiento tanto en fase 1b como en 1c. Ello evidencia el comportamiento extrusivo de las pizarras y su tendencia a inyectarse entre las masas de lavas que forman las áreas sinclinales. Estos se disponen en relevo entre sí, sin mostrar una clara continuidad a lo largo de la zona y muestran frecuentes cabeceos axiales en los cierres periclinales.

Las principales estructuras tectónicas que componen esta subunidad son, de Oeste a Este, el sinclinal de Las Berrocosas, el sinclinal de El Madroño, el sinclinal de El Alamo, el anticlinal de Villargordo, el sinclinal de Juan Gállego, el sinclinal de la Parrita y el sinclinal de El Tintillo.

El plano axial de todas ellas tiene dirección aproximada N.-80-O. y vergencia Sur, de modo que los flancos sur de los sinclinales y los norte de los anticlinales presentan buzamientos que oscilan entre los 35° y 55° N., mientras que los contrarios son verticales o volcados. Con frecuencia, el límite entre estructuras lo constituyen fallas inversas de varios kilómetros de longitud.

### **Subunidad de Cumbrecilla-Tabernillas**

Está formada por pizarras y areniscas que afloran en continuidad estratigráfica al sur de la subunidad anterior y se extiende por la parte central y SO. de la Hoja.

En estas pizarras tienen un fuerte desarrollo los pliegues decimétricos a decamétricos, acompañados por una intensa esquistosidad  $S_1$ , todo ello de fase 1b.

La estructura de conjunto es difícil de poner de manifiesto, tanto por la cantidad de estructuras menores existentes como por la presencia de extensos tramos en los que no es visible la estratificación. De todas maneras parece formar un inmenso monoclinal con buzamiento N., afectado por una increíble cantidad de pliegues menores. Así, en las carreteras de Aznalcóllar hacia el Castillo de las Guardas y hacia El Alamo no ha sido posible poner de manifiesto ningún tramo de pizarras en serie invertida o con buzamientos acentuados al S., como para poder introducir pliegues mayores dentro de esta zona.

Se observan con una cierta abundancia zonas en las que se aprecian fallas inversas de fase 1c, sin que tampoco se puedan poner de manifiesto estructuras mayores relacionadas con esta etapa de deformación.

Su límite sur lo forman una serie de accidentes cabalgantes sobre la unidad de Aznalcóllar, claramente visibles mientras existen materiales volcánicos, pero muy difíciles de poner de manifiesto cuando hacia el O. éstos pasan a pizarras.

### **3.3.3 UNIDAD DE AZNALCOLLAR**

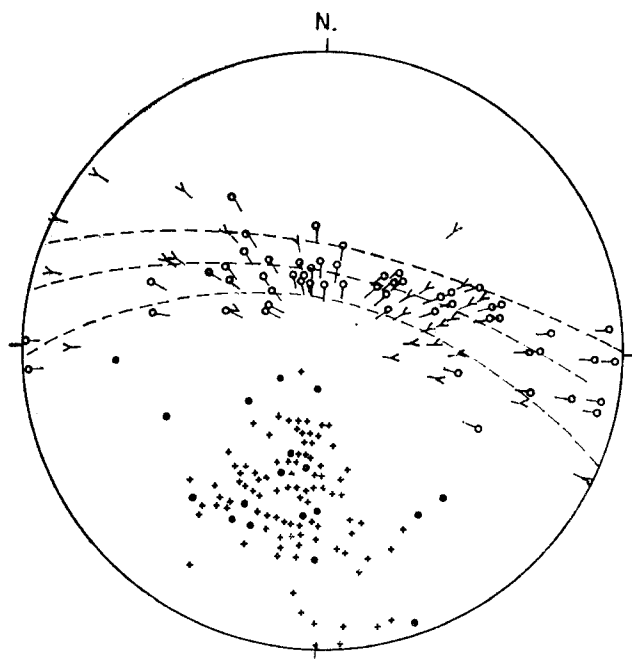
En los alrededores de Aznalcóllar y al sur de la unidad anterior se desarrollan nuevamente materiales volcánicos, que muestran un estilo tectónico semejante al de la zona de El Alamo, pero mucho más intenso. Dentro de esta unidad pueden distinguirse tres subunidades, de carácter sinclinal, más o menos falladas:

- Subunidad de Caridad
- Subunidad de Aznalcóllar
- Subunidad de Hornitos

Los contactos entre estas subunidades son accidentes cabalgantes de fase 1b, que han sido reactivados en fase 1c.

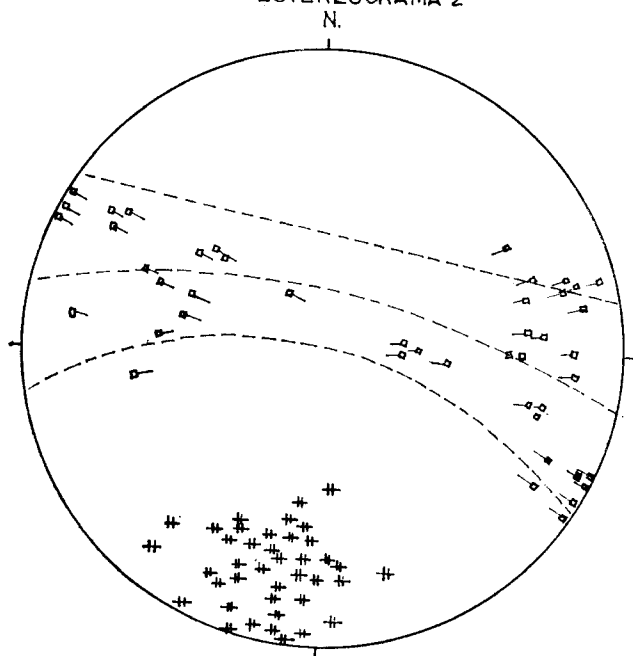
El estudio detallado del sector ha permitido poner de manifiesto el carácter sinclinal de los materiales de la Zarcita (fallado) y de Aznalcóllar. Este último es particularmente visible en el río Crispinejo, donde existen aflora-

ESTEREOGRAMA 1



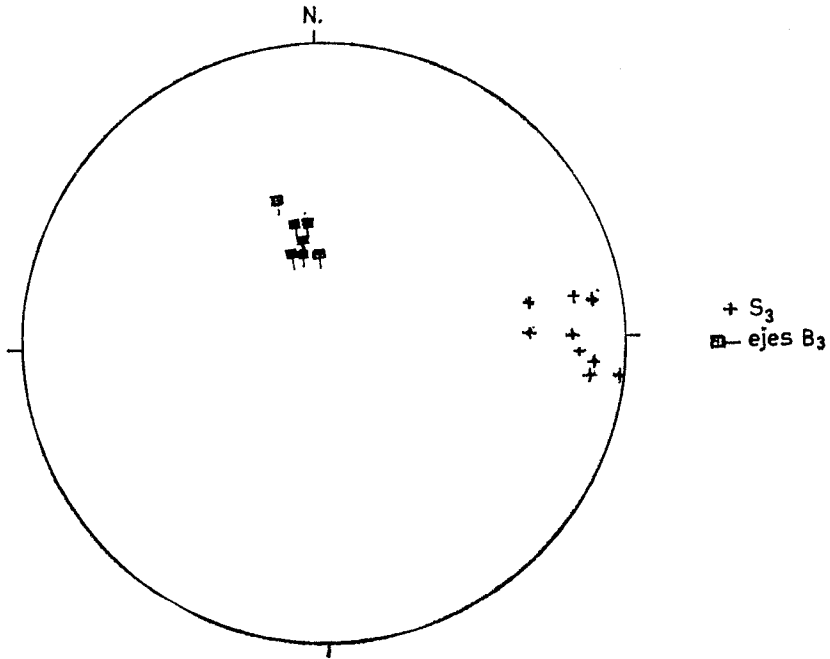
- $S_0$
- +  $S_1$
- Y  $L_1$
- ejes  $B_1$

ESTEREOGRAMA 2



- +  $S_2$
- ejes  $B_2$

### ESTEREOGRAMA 3



mientos de una calidad excepcional que permiten establecer sin lugar a dudas las relaciones  $S_0/S_1$  en ambos flancos del sinclinal.

A menudo los contactos de los materiales lávicos o piroclásticos con las pizarras han sido utilizados como planos de fracturas en fase 1c sin que, al igual que en la unidad central, se observen pliegues a gran escala atribuibles a esta fase.

#### 3.3.4 UNIDAD MIOCENA MERIDIONAL

Al sur de Aznalcóllar se extiende un área ocupada por sedimentos miocenos que son posteriores a las orogenias que han actuado sobre los materiales paleozoicos y que los recubren en franca discordancia. Estos materiales no están plegados y muestran únicamente ligeros basculamientos ligados a fenómenos epirogénicos.

## 4 HISTORIA GEOLOGICA

Resulta difícil establecer la historia geológica regional basándose exclusivamente en el estudio de una Hoja que, por otra parte, carece de toda la serie estratigráfica predevónica superior, y de toda la comprendida entre el Viseense Superior y el Mioceno Superior.

Además, la serie paleozoica aflorante es prácticamente azoica lo que, unido a la intensidad de la deformación tectónica, dificulta la definición del medio deposicional de estos materiales.

De todos modos, para la reconstrucción de la historia geológica de esta Hoja se tendrá en cuenta los datos publicados por los autores que con anterioridad se han ocupado de esta región.

Al sur del geoanticlinal de Beja-Aracena, donde afloran materiales precámbricos y cámbricos, los sedimentos más antiguos depositados parecen corresponder al Devónico, que contrasta fuertemente con el del resto de España, calcáreo y fosilífero, de carácter epicontinental. En el ámbito de la Hoja, así como en todo el «Cinturón piritífero», la sedimentación debió producirse en una cuenca con subsidencia lenta y continua, en la que existía un equilibrio entre sedimentación y hundimiento. El carácter discontinuo de los bancos de areniscas puede atribuirse a fenómenos de deslizamiento subacuático.

Respecto a la profundidad del medio en que ha tenido lugar el depósito, los diferentes autores no parecen estar de acuerdo, pues mientras unos indican que aquél se ha producido en un mar profundo, otros se inclinan por una cuenca somera. En nuestra opinión, faltan criterios para decidir este punto, si bien la existencia de niveles de calizas lenticulares, pero con extensión regional, de facies nerítica poco profunda (presencia de Algas y Foraminíferos bentónicos) hacen más probable que el depósito haya tenido lugar en un mar de carácter epicontinental. Las estructuras observadas en las areniscas (ripple-marks), estratificación cruzada) parecen confirmar esta hipótesis.

En el paso Devónico-Carbonífero se produjo una etapa de inestabilidad cortical, que sin variar sensiblemente las condiciones de sedimentación, originó el desarrollo de emisiones volcánicas en el Tournaisiense-Viseense Inferior a Medio.

El carácter submarino de, al menos, gran parte del volcanismo, está confirmado por la existencia de «pillow-lavas» y de niveles de pizarras intercaladas entre las coladas. La emisión de las lavas se produjo por numerosas fisuras submarinas, asociadas a surcos precoces que se configuraron siguiendo las directrices tectónicas de los primeros movimientos de la orogenia hercínica.

Este volcanismo se desarrolló en cuatro episodios sucesivos, de distinta intensidad según las zonas, que son de muro a techo:

- Volcanismo ácido inicial (riolitas a dacitas).
- Volcanismo básico (espilitas y basaltos).
- Volcanismo dacítico.
- Formación Manganese (piroclásticas ácidas, con intenso aporte de sílice).

Las formaciones piroclásticas de cada episodio representan fases predominantemente explosivas en la actividad volcánica. El rápido acuífamiento lateral de sus afloramientos está en relación con la proximidad a los centros de emisión.

Los aglomerados de tipo monogénico (dominantes en el volcanismo dacítico) son autobrechas que pueden interpretarse en relación con el relleno de chimeneas y como mantos de coladas que las rodean. Podrían originar relieves de fondo, condicionantes de la distribución de productos sedimentarios y volcánicos posteriores.

La menor viscosidad de las lavas del volcanismo básico se traduce en el predominio de coladas sobre los materiales piroclásticos, que sólo se manifiestan al iniciarse este episodio.

Al final de los episodios explosivos de carácter ácido (tanto del inicial como del dacítico) se produjo una intensa actividad fumaroliana, que aportó a la cuenca el azufre, elementos metálicos y sílice, que debido a variaciones de las condiciones hidrodinámicas y físico-químicas del medio, precipitaron originando las masas de sulfuros, jaspes y mineralizaciones de manganese.

Los últimos acontecimientos volcánicos (Formación Manganese) son de carácter eminentemente explosivo, terminando con la formación de una extensa capa de cineritas muy silíceas (pizarras moradas).

Durante el Viseense Superior se desarrolló una fase de hundimiento epigénico de gran intensidad, en la que se constituyó la cuenca principal del Carbonífero Inferior, depositándose en su fondo, en continuo y rápido descenso, potentes y monótonas series de grauvas (turbiditas) y pizarras arcillosas, formando una serie de tipo flysch. El material detrítico de las grauvas procede de las formaciones prevolcánica y volcánica del geoanticlinal Beja-Aracena, que fueron, sin duda, emergidas por estos movimientos preliminares. Con el Carbonífero Inferior termina la facies Culm. En el Carbonífero Superior tienen lugar los movimientos principales de la orogenia hercínica, que se manifiestan en varias fases tectónicas. La fase principal es la 1, que, en la Hoja de Aznalcóllar se desarrolla en dos etapas.

La primera etapa es la fase de deformación mayor de la región y la que le da su estructura casi definitiva. Los materiales paleozoicos fueron afectados tectónicamente con formación de pliegues de dirección E.-O. y vergencia

Sur, acompañados de una esquistosidad  $S_1$  de plano axial. En esta etapa se produjeron también fallas inversas longitudinales de buzamiento Norte.

La segunda etapa origina cabalgamientos de vergencia Sur y dirección general E-O., acompañados de una esquistosidad  $S_2$  no penetrativa.

Posiblemente en esta etapa tuvo lugar la intrusión de las masas graníticas (s.l.) del área NE. de la Hoja. Apoya esta hipótesis la mayor intensidad de  $S_2$  en la zona de las intrusiones, no afectadas por ella, el fuerte plegamiento de  $S_1$  y la existencia de numerosos diques de la misma composición que las intrusiones, ubicados en planos de  $S_2$ .

En fases tardías de la orogenia (fases 2, 3 y 4) se produjeron pliegues poco importantes de dirección N.-S. y fallas de desgarre.

Como consecuencia de la orogenia hercínica se cree que toda la región quedó emergida y sometida, como país rígido o elevado macizo rocoso, a la erosión durante el Mesozoico y gran parte del Terciario hasta reducirse al estado de penillanura.

En el Mioceno Superior se producen movimientos corticales de descenso, a los que se debe una transgresión marina con sedimentación del Tortonense Superior y Andaluciense, en facies costera inicial (calizas brechoideas y arenas con Ostreidos) a nerítica de plataforma externa (margas azules con Foraminíferos planctónicos).

En el Cuaternario se produce el encajamiento de la red fluvial con la formación de terrazas y aluviones, dando lugar a la fisionomía morfológica actual.

## 5 PETROLOGIA

En el ámbito de la Hoja de Aznalcóllar existe una variada gama de rocas ígneas tanto de características intrusivas como efusivas e hipoabisales. Las primeras afloran en el cuadrante NE. formando stocks «graníticos» de algunos kilómetros cuadrados de extensión, unos bien delimitados entre las rocas sedimentarias y otros con bordes externos de contacto con ellas, pero con contactos internos entre bloques intrusivos de distinta composición petrográfica.

Como se verá en la descripción de cada macizo, existe una cierta variabilidad petrográfica entre extremos que podrían ser las dioritas y los granitos, con representación de los términos intermedios de cuarzodioritas (tonalitas) y granodioritas.

Alguno de los afloramientos de rocas intrusivas produce en sus bordes un ligero metamorfismo térmico que afecta a una pequeña aureola de rocas sedimentarias encajantes.

Las rocas hipoabisales están asociadas fundamentalmente, en su distribución espacial, a los macizos. Se presentan como diques de muy distinto es-

pesor y recorrido, encajados tanto en rocas intrusivas como sedimentarias o efusivas. Su composición varía desde diques de cuarzo a diabasa.

Las rocas efusivas afloran en el tercio norte de la Hoja y en su extremo sureste, dentro de lo que se ha llamado «Complejo volcánico-sedimentario». La disposición estratigráfica de estas rocas efusivas, así como sus caracteres petrográficos, permiten establecer cuatro episodios efusivos sucesivos cuyos materiales se describirán en este capítulo.

## 5.1 ROCAS INTRUSIVAS

En el área señalada en el apartado anterior como de predominio de rocas intrusivas se distinguen de Sur a Norte los siguientes afloramientos destacables: Stock del Carrizal, stock del Torilejo, masas de Las Coladas y La Navarra, stock de Las Arenas y los afloramientos del Aguila y El Cañuelo, que son los bordes meridionales de dos batolitos ampliamente extendidos hacia el norte en la Hoja de El Castillo de las Guardas.

Independientemente de su ubicación geográfica, parece conveniente agrupar, a efectos descriptivos, los distintos afloramientos intrusivos de acuerdo a la composición petrográfica dominante.

### 5.1.1 GRANITOS ( $\gamma^{2-3}$ )

Son rocas granudas de textura holocristalina con tendencia heterogranular, de grano medio a grueso, con abundantes crecimientos gráficos. Compuestas de feldespato potásico, generalmente ortosa con cuarzo gráfico, a veces de características pegmatíticas, plagioclasas subidiomorfas y cuarzo que se presenta de forma gráfica, intersticialmente o en granos de tendencia subidiomorfa, alcanzando en algunas muestras tamaños superiores a los de los feldespatos.

Con respecto a los minerales máficos, pueden distinguirse dos tipos de granitos: aquellos que tienen biotita en láminas con alteración a cloritas, y los que contienen unos agregados intersticiales de epidota-clorita-allanita-esfena. En los primeros predomina el feld. K. en forma de ortosa peritítica intersticial con plagioclasas subidiomorfas alteradas (más o menos) a sericita. En los segundos abundan más los crecimientos gráficos cuarzo en ortosa y alguna mirmequita en plagioclasa que, en general, es más abundante que en aquéllos.

Las diferencias texturales observadas corresponden a distinto emplazamiento de las muestras. Los granitos de biotita aparecen como diferenciaciones de borde del batolito granodiorítico de Las Arenas y, más raramente, del stock tonalítico del Torilejo, no separándose en la cartografía.

Los granitos gráficos con epidota intersticial (y minerales asociados) aparecen en pequeñas masas de 1,5 Km<sup>2</sup> (Las Coladas) y 0,6 Km<sup>2</sup> (La Navarra), esta última alargada en dirección Este-Oeste.

Los mencionados afloramientos graníticos se presentan como rocas muy claras, con bordes netos respecto a las pizarras circundantes. La masa de Las Coladas produce un pequeño metamorfismo de contacto que se manifiesta en una aureola, más desarrollada al NO., de unos 200 m. de ancho a partir del granito. Este metamorfismo no se pone de manifiesto en el afloramiento de La Navarra, observándose, en cambio, el desarrollo de una red de diques en la periferia de su borde norte.

#### 5.1.2 GRANODIORITAS ( $\gamma\eta^{2-3}$ ) Y GRANODIORITAS PORFIDICAS ( $p\gamma\eta^{2-3}$ )

Son rocas granudas, heterogranulares, con texturas que varían entre hipidiomorfa, alotriomorfa y gráfica, generalmente de grano medio a grueso, compuestas de plagioclasa, feld. K. y cuarzo. El componente más abundante es la plagioclasa, en cristales alargados con tendencia al idiomorfismo y con alteración incipiente a sericita. Le sigue el cuarzo, que aparece generalmente en granos alotriomorfos e intersticiales. El feld. K. (ortosa) es siempre intersticial.

Las plagioclasas suelen tener inclusiones de cuarzo. Este tipo de granodioritas tiene como componente máfico biotita alterándose a clorita-epidota intersticial o como cristales incluidos en feldespatos.

Las granodioritas presentan crecimientos gráficos de cuarzo en ortosa y como mirmequitas en plagioclasa. Es el tipo textural más abundante dentro del muestreo realizado en los stocks estudiados y el mineral máfico dominante es un anfíbol verde (hornblenda), que aparece siempre transformado en clorita y epidota. Es frecuente la presencia de esfena como mineral accesorio.

El tipo de granodioritas con biotita se presenta generalmente hacia los bordes de los macizos, al igual que los granitos biotíticos descritos en el apartado anterior, mientras que las granodioritas gráficas constituyen la masa principal de los mismos.

Un cierto tipo de granodioritas porfídicas ( $p\gamma\eta^{2-3}$ ) puede separarse de las anteriores por el intenso grado de desarrollo de texturas gráficas en feld. K. y, sobre todo, porque la mayor parte de las plagioclasas se presenta en individuos de contornos algo redondeados, con núcleo totalmente mirmequítico y una pequeña corona externa de plagioclasa.

La textura es porfídica por el desarrollo de cuarzo intersticial, así como los agregados de epidota-clorita-clinzoisita, de alteración de máficos, entre los «fenocristales» de mirmequita. La textura porfídica es algo clástica en muestras tomadas en los bordes.

Aparte de las granodioritas de borde mencionadas, que no se han separado en la cartografía, las otras constituyen los macizos intrusivos más extensos dentro de la Hoja. Así, el stock de Las Arenas tiene una superficie aproximada de 25 Km<sup>2</sup>, en el ángulo NE. de la Hoja. Los bordes, en contacto ex-

terno con pizarras y areniscas, tienen morfología irregular, sin seguir una dirección estructural. Significa un contacto intrusivo normal que produce metamorfismo de contacto afectando a las pizarras en una aureola de unos 300 m. (borde Sur). Hacia el Este, los contactos con las pizarras son de tipo mecánico siguiendo alineaciones NNO.-SSE. y NNE.-SSO., que corresponden aproximadamente a las direcciones de las fracturas de desgarre tardías existentes en la Hoja.

Estas granodioritas se presentan como rocas de color claro, de grano medio a grueso, con disyunción en bolos, formando resaltes topográficos. En la cota más alta del macizo existen pequeños enclaves de pizarras y areniscas metamorizadas similares a las circundantes, indicando un techo del macizo apenas arrasado por la erosión.

El centro del stock de Las Arenas forma una zona deprimida alargada NO.-SE., más alterada que el resto del macizo y que está constituida por rocas más básicas (dioritas). Sus contactos son netos y generalmente mecánicos. El stock se continúa hacia el E. en la Hoja de Alcalá del Río, y hacia el NO. enlaza, por medio de una zona fracturada, con el borde meridional de un extenso batolito granodiorítico, extendido principalmente en la contigua Hoja de El Castillo de las Guardas (al Norte) que constituye en la Hoja de Aznalcóllar los afloramientos de la zona del Aguila. Aquí las granodioritas presentan análogas características a las descritas para el stock de Las Arenas.

Las granodioritas porfídicas forman el stock del Carrizal, alargado en dirección E.-O., de 5 Km. de longitud y unos 700 m. de anchura máxima, constituyendo el afloramiento más meridional en la Hoja de rocas intrusivas. Es un macizo muy homogéneo, muy alterado, que no produce metamorfismo de contacto en las pizarras circundantes, con bordes netos que engloban xenolitos de material sedimentario parcialmente digerido, conservando señales de esquistosidad  $S_1$  caóticamente distribuida respecto a la esquistosidad regional. Diques de composición granodiorítica, de potencia centimétrica se localizan en la parte externa del borde Norte.

### 5.1.3 TONALITAS ( $\eta q^{2-3}$ ) y TONALITAS HORNBLENDICAS ( $\eta q_h^{2-3}$ )

Se presentan como rocas holocristalinas, heterogranulares, hipidiomorfas, de tamaño medio, constituidas por plagioclasas, cuarzo y anfíbol. Las plagioclasas constituyen cristales subidiomorfos alargados, zonados y con macas polisintéticas, con alteración parcial a sericita. Presentan inclusiones de anfíbol epidotizado. El cuarzo, segundo componente principal, es subidiomorfo a intersticial, a veces en crecimiento gráfico con las plagioclasas. Los máficos son anfíboles verdes (hornblenda), por lo general totalmente sustituidos por epidota-clorita-clinozoisita. Como accesorios, esfena, circón, y allanita. En conjunto, la textura tiene una cierta tendencia diabásica, por

el mayor desarrollo de las plagioclasas entrecruzadas y la confinación intersticial de los anfíboles.

Las tonalitas hornbléndicas ( $\eta_{\text{h}}^{2-3}$ ) presentan texturas similares a las anteriores, pero en ellas los anfíboles se desarrollan en cristales alargados subidiomorfos, alcanzando mayor proporción que el cuarzo (al contrario que en las tonalitas normales), marcando, en cierto modo, términos en transición a las dioritas. La alteración de los anfíboles es a clorita-biotita, apenas con epidota secundaria.

El stock del Torilejo ocupa unos 8 Km.<sup>2</sup> de extensión y está formado por tonalitas del primer tipo, de grano medio a microgranudo, de colores claros. Su borde sur sigue aproximadamente la dirección estructural, apareciendo en su exterior diques ácidos con la misma dirección. No se ha apreciado metamorfismo de contacto con los materiales sedimentarios circundantes. A veces, en los bordes, se observan diferenciaciones más ácidas de carácter granítico a granodiorítico, no separables en la cartografía.

Las tonalidades hornbléndicas afloran en el borde norte de la Hoja (Cortijo del Cañuelo), constituyendo la parte más meridional de un más extenso afloramiento situado en la Hoja de El Castillo de las Guardas, mediante contacto mecánico (tectónico) con pizarras y areniscas. Otro afloramiento se sitúa en la zona del Aguila como una diferenciación dentro del stock granodiorítico del mismo nombre.

Se presentan en zonas deprimidas como masas de rocas gris-verdosas, con disyunción en bolos que dan suelos rojizos de alteración.

#### 5.1.4 DIORITAS ( $\eta_{\text{h}}^{2-3}$ )

Son rocas con textura holocristalina, heterogranular, alotriomorfa a hipidiomorfa, formadas por plagioclasas y anfíbol. Las plagioclasas se presentan en cristales alargados y tabulares, subidiomorfos, que pueden englobar poiquilíticamente al anfíbol. Están alteradas a sericita y a epidota, a veces. El anfíbol es verde (hornblenda) en grandes cristales subidiomorfos que engloban plagioclasas poiquilíticas, y de forma intersticial entre las plagioclasas, dando a la roca un aspecto de textura «diabásica». Cuando aparece cuarzo, lo hace en cantidad accesorio y siempre de forma residual.

Aunque no se han efectuado determinaciones del contenido en anortita de la plagioclasa, para clasificar estas rocas como gabros ( $\text{An} > 50$  por 100) o dioritas ( $\text{An} < 50$  por 100) se ha preferido denominarlos como dioritas por su contenido en anfíbol.

Petrográficamente, son similares a las tonalitas hornbléndicas anteriormente descritas, pero sin cuarzo o con cuarzo accesorio, por lo que podrían tratarse de diferenciaciones espaciales de una misma manifestación intrusiva. En el borde norte del afloramiento diorítico de la zona de El Aguila,

una muestra tomada en el mismo da una composición rica en piroxenos, por lo que pudieran existir diferenciaciones gabroides de la masa diorítica.

Los dos afloramientos de dioritas en la Hoja siguen una dirección NO.-SE., de anchura que oscila entre 600 m. (en la zona de Las Arenas) a 1.500 m. (en la zona de El Aguila). Aparecen dentro de masas granodioríticas, bien en contactos tectónicos (preferentemente al Sur), o netos sin interacciones manifiestas. Su grado de alteración es el mayor de todas las rocas intrusivas, por lo que ocupa depresiones topográficas. Están surcados por diques ácidos de algunos centímetros de potencia.

## 5.2 ROCAS HIPOABISALES

En este capítulo se agrupan todas las rocas que aparecen en forma de diques de distinta magnitud, cuyas características texturales son porfídicas, propias de las rocas hipoabisales, en ocasiones recordando texturas de tipo granitoideo, en otras muy similares a las de las rocas efusivas. Se extienden geográficamente en el ángulo NE. de la Hoja, preferentemente asociadas al dominio de rocas intrusivas, aunque existen manifestaciones aisladas en todos los dominios estratigráficos paleozoicos separados en la Hoja.

De acuerdo a su localización en el tiempo, es factible distinguir entre rocas hipoabisales pretectónicas, sintectónicas y postectónicas (entendiéndose esta relación respecto a las fases principales, 1b, 1c, de la Orogenia Hercínica).

### 5.2.1 DIQUES PRETECTONICOS (F $\beta^2$ )

Tienen composición petrográfica de basaltos. Son rocas oscuras que se presentan con textura porfídica holocristalina, generalmente diabásica, formados por plagioclasas (sericitizados) y piroxenos intersticiales (totalmente cloritizados), con opacos. Tanto la textura primaria como la composición mineralógica está muy modificada por alteración, siendo de destacar, en el segundo aspecto, la formación de biotita secundaria.

Estructuralmente, su morfología es referible a la de sills paraconcordantes con la estratificación. Las principales manifestaciones se sitúan dentro del Devónico pizarroso, en el extremo oriental de la Hoja. El afloramiento localizado más claro es el del río Guadamar, al norte del Cortijo de los Guijos. En este punto aflora concordantemente, entre areniscas y pizarras devónicas, un dique de 1 m. de potencia y algunos centenares de metros de longitud. El dique afecta a las capas sedimentarias del techo, y a su vez está plegado por la fase principal de la orogenia hercínica.

### 5.2.2 DIQUES SINTECTONICOS (FG $^{2-3}$ y FpG $^{2-3}$ )

Algunos de los diques muestreados tienen una composición de roca

volcánica ácida (FG<sup>2-3</sup>) estando formados por cuarzo y sericita (de alteración de feldespatos plagioclasas) o por cuarzo-plagioclase, probablemente muy sódica. Textura porfídica holocristalina, generalmente fluidal, con corrosión de los fenocristales de cuarzo y plagioclase y una sericitación intensa de los microlitos.

Situados preferentemente en las inmediaciones del vértice «Cejo», en el cuadrante SO. de la Hoja, tienen una potencia media de unos 5 m. y un recorrido máximo de 1 Km. La dirección general es N-120-E., coincidente con las alineaciones estructurales dominantes.

Otro tipo de rocas hipoabisales sintectónicas tienen composición predominantemente granodiorítica y monzonítica subordinada. Están compuestas por plagioclase, feld. K. y cuarzo. La textura es porfídica holocristalina, con fenocristales de plagioclase y algún cuarzo corroído. La pasta es de feld. K. gráfico, con agregados de epidota-clorita dispersos. Ocasionalmente algunos diques presentan los fenocristales de plagioclase muy epidotizados.

Estas rocas se presentan exclusivamente en el cuadrante NE. de la Hoja y su distribución en diques de dirección N-120-E (coincidente con S<sub>2</sub>), está probablemente en relación con el desarrollo contemporáneo de las intrusiones granodioríticas. Los diques tienen una anchura media de 10 a 15 m. y un recorrido máximo de 3 Km., forman resaltes topográficos y se presentan tanto entre materiales sedimentarios como entre rocas efusivas e intrusivas ácidas.

### 5.2.3 DIQUES POSTECTONICOS (Fq<sup>3</sup> y Fe<sup>3</sup>)

Dos familias fundamentales pueden distinguirse. Por una parte, diques de cuarzo blanco (Fq<sup>3</sup>), de aspecto lechoso, que se localizan en el cuadrante NE. de la Hoja, llegando a alcanzar potencias de 50 m., y corridas superiores a 1 Km., con dirección N.-S., E.-O., NE.-SO. y NO.-SE. Aparecen dentro o en los bordes de los macizos granodioríticos de Las Arenas y El Carrizal, y esporádicamente entre lavas del volcanismo ácido inicial, portando disseminaciones de sulfuros.

De otra parte, se incluyen en este apartado los afloramientos de diabasas (Fe<sup>3</sup>), con disyunción en bolos, que se presentan en toda la extensión de la Hoja. Cortan claramente a las esquistosidades y producen ligeras modificaciones térmicas en las rocas encajantes. Son rocas granudas, holocristalinas, con clara textura diabásica, con plagioclase entrecruzada alterada más o menos a sericita, augita intersticial alterada a clorita y anfíbol subidiomorfo regularmente no alterado, aunque es más general la presencia de una augita subidiomorfa poco alterada y un piroxeno intersticial, totalmente cloritizado. Como accesorio se presenta ilmenita en paso a leucoxeno.

### 5.3 ROCAS EFUSIVAS

Como se ha descrito en el capítulo de Estratigrafía, el Carbonífero de la región se inicia con una sucesión de episodios de rocas efusivas interestratificadas desigualmente, con pizarras, areniscas y grauvacas. Al estudiar la sucesión vertical de los productos de la actividad ígnea efusiva, es posible separar y caracterizar materiales en relación con cuatro fases volcánicas sucesivas cuya distinción, además de por posición estratigráfica, se hace por la composición petrográfica de los mismos. Así, en la Hoja de Aznalcóllar y dentro del llamado «complejo volcánico sedimentario», la actividad ígnea se inicia por lavas y piroclastos de carácter ácido, de clasificación petrográfica variable entre riolitas y dacitas. Un segundo episodio, también de lavas y piroclastos, se destaca por su quimismo básico (tal vez también intermedio) y sus productos se clasifican como basaltos y espilitas, fundamentalmente. El volcanismo siguiente, con lavas y aglomerados, tiene carácter ácido y composición fundamentalmente dacítica. Finalmente, se sucede una actividad explosiva con formación de tobas poligénicas (dominantemente ácidas) incluyendo numerosos «cantos» de jaspes, para terminar con la formación de niveles de cineritas finas ricas en óxidos de hierro (similares a los jaspes), denominados también como «pizarras moradas» y «polvo de hematites».

#### 5.3.1 VOLCANISMO ACIDO INICIAL ( $HTb_1^{A-A}_{11-12}$ , $HT_1^{A-A}_{11-12}$ y $Hv_1^{A-A}_{11-12}$ )

Desde el punto de vista estructural, los productos del volcanismo ácido inicial se agrupan en: tobas, brechas y aglomerados y lavas.

Las tobas ( $HTb_1^{A-A}_{11-12}$ ) son rocas de colores claros, de tonos verdosos, con esquistosidad más o menos desarrollada, que en afloramiento se presentan en bancos poco potentes (2-3 m.) de carácter lenticular, alternando con materiales sedimentarios (pizarras). Se aprecia su carácter fragmentario por la presencia de cantillos en una matriz microcristalina de aspecto lávico.

Texturalmente, están formados principalmente por una matriz microcristalina, orientada, con zonas más vítreas, en la que destacan fragmentos más o menos alterados de volcanitas, cristales corroídos de cuarzo, y alguna plagioclasa fragmentaria. La tinción de feld. K. revela una abundante proporción de éste en la pasta, por lo que se estima una composición variable entre riolita y dacita, al igual que para los productos lávicos.

Como brechas y aglomerados ( $HT_1^{A-A}_{11-12}$ ) se agrupan productos claramente piroclásticos, con clastos de algunos centímetros de diámetro, angulosos o subredondeados, englobados en una matriz de aspecto lávico o tobáceo. Son rocas de colores muy claros, a veces algo rosados, que forman potentes paquetes (hasta 30 m.) que acunían rápidamente a partir del lugar de máximo

espesor. Algunos de estos conglomerados son de carácter marcadamente explosivo, con matriz tobácea y/o cinerítica y cantos poligénicos, mientras que otros podrían clasificarse como autobrechas al estar formados por clastos monogénicos englobados en una matriz lávica de composición similar.

La textura de la matriz es similar a la descrita para las tobas (aglomerados poligénicos) y la de los cantos es equivalente a la que se describirá para las lavas, al igual que su composición petrográfica.

Las lavas ( $Hv_{11-12}^{A-A}$ ) se presentan en bancos de carácter masivo de potencia muy variable, a veces con disyunción columnar, observándose con frecuencia su carácter porfídico o afanítico y estructura de flujo. Generalmente, los bancos de lava, de colores claros entre verdosos y rosados, no presentan esquistosidad, sino una fracturación grosera.

Petrográficamente se distinguen: riolitas, cuarzolitas, dacitas y, en menor proporción, latitas y traquitas. Las riolitas tienen textura porfídica holocristalina a hipocristalina. Destacan fenocristales redondeados y corroídos de cuarzo y de plagioclasas subidiomorfos, en una pasta microcristalina muy rica en feld. K. y cuarzo. La textura de las cuarzolitas es similar, pero la pasta varía entre criptocristalina y vítrea a holocristalina, con microlitos de plagioclasa y feld. K. intersticial entre ellos. A veces los fenocristales de cuarzo presentan señales de cataclasis. Son frecuentes los agregados de epidota sustituyendo a anfíbol, y suelen tener circón accesorio. Las dacitas se caracterizan por el predominio de texturas porfídicas holocristalinas con grandes fenocristales de plagioclasa y cuarzo, en una pasta de microlitos de plagioclasa.

En estas rocas puede haber textura fluidal, más corriente en los tipos más microcristalinos y vítreos. Las plagioclasas pueden estar frescas o alteradas a sericita y ocasionalmente a carbonatos.

Las rocas clasificadas como latitas, poco abundantes, son similares a las cuarzolitas, pero sin fenocristales visibles de cuarzo, que debe faltar, también, en la matriz. Las traquitas presentan clara textura fluidal y los microlitos de feldespatos forman el afieltrado clásico de esta textura, no observándose la presencia de cuarzo.

### 5.3.2 VOLCANISMO BASICO ( $HT_{11-12}^{A-A}$ y $Hv_{11-12}^{A-A}$ )

Las rocas de este conjunto se presentan con colores verdes oscuros en fractura fresca y pardo-rojizos de alteración. A veces se observa una disyunción en bolos y, más frecuentemente, están afectadas por una esquistosidad grosera, aflorando en lajas gruesas orientadas según las direcciones tectónicas regionales. Por lo regular, estas rocas se presentan con mayor proporción de intercalaciones sedimentarias que las del volcanismo ácido inicial y sus afloramientos son más constantes y de mayor extensión lateral.

Las brechas y aglomerados ( $HT_{11-12}^{A-A}$ ) están formados por clastos de algu-

nos centímetros de diámetro, subredondeados y vítreos, englobados en una matriz verdosa algo porfídica. Los cantos estudiados tienen composición similar a la de las lavas del conjunto. Ciertas tobas, no separadas en la cartografía, están formadas por fragmentos angulosos de rocas básicas englobados en una matriz vítrea. Los fragmentos de rocas están muy alterados, sericitizados y con epidota secundaria. Hay fragmentos de cristales de piroxeno y de plagioclasas sericitizadas. Abundan los agregados de clorita y epidota. La pasta, muy vítrea, con opacos, presenta zonas microcristalinas con epidota-sericita y algunas vesículas rellenas de cuarzo secundario.

En las lavas ( $HV_2^{A-A}_{11-12}$ ) pueden distinguirse dos tipos: unas con clara textura porfídica, con fenocristales de plagioclasa y piroxeno, en matriz desde cristalina a microcristalina con microlitos de plagioclasa, cloritas y opacos. Otra, de carácter menos porfídico, menos cristalinas, mucho más alteradas, con plagioclasa sericitizadas y epidotizadas, y máficos totalmente sustituidos por agregados de epidota-clorita. La pasta, microcristalina, es una asociación de sericita-clorita-epidota-opacos (y a veces carbonatos) en que son frecuentes las vesículas rellenas de cuarzo y/o carbonatos. En éstas hay señales de albitización de las plagioclasas. En las primeras se observa también iddingsita, de alteración de piroxenos y ¿olivino? cuya presencia no es clara en casi ninguna muestra. Ambos tipos de lavas tienen una composición basáltica, pero las segundas pueden clasificarse en función de su alteración como espilitas. En las primeras suelen apreciarse algunas orientaciones fluidales de la pasta respecto a los fenocristales. En todo caso la separación entre basaltos y espilitas no resulta siempre clara en las muestras recogidas, como tampoco se ha podido establecer una separación cartográfica. Ciertas muestras con textura fluidal, y escasos componentes máficos, podrían clasificarse como andesitas, existiendo algunos tipos muy alterados referibles a espilitas.

### 5.3.3 VOLCANISMO DACITICO ( $HTb_3^{A-A}_{11-12}$ , $HT_3^{A-A}_{11-12}$ y $HV_3^{A-A}_{11-12}$ )

Excepto un episodio tobáceo inicial, poco extenso regionalmente, el resto de los materiales pueden agruparse en aglomerados y brechas, sin duda los más abundantes espacialmente, y lavas. Todos ellos presentan colores claros algo rosados y violáceos, que contrastan fuertemente con los tonos oscuros y verdosos del volcanismo básico.

Las tobas ( $HTb_3^{A-A}_{11-12}$ ) aparecen en lentejones de poca potencia intercalados entre pizarras. Tienen una cierta esquistosidad y sus tonos son más pardos que los de las lavas y aglomerados. Su textura es orientada, microcristalina, con fragmentos de rocas dacíticas y de cristales (cuarzos corroídos, plagioclasas alteradas), rodeados por una matriz generalmente orientada, muy silíceo, en la que se pueden distinguir microlitos de plagioclasa.

Es casi constante la presencia de óxidos de hierro impregnando la matriz, así como la de agregados de clorita de alteración de máficos.

Los aglomerados y brechas ( $HT_3^{A-A}_{11-12}$ ) constituyen potentes afloramientos que llegan hasta 300 m. de espesor, de carácter masivo, con poca extensión lateral. Estructuralmente, se caracterizan por estar formadas por «cantos» de orden decimétrico, subangulosos, de lavas vítreas y porfídicas, englobados en una pasta similar. Tienen carácter monogénico de composición dacítica tanto en los «cantos» como en la matriz, y pueden interpretarse como autobrechas. El carácter textural y su composición petrográfica, son análogos a los de las lavas.

Las lavas ( $HV_3^{A-A}_{11-12}$ ) se presentan en delgadas coladas entre los aglomerados o por encima de ellos. Tienen textura porfídica, desde holocristalina a hipocristalina. Los fenocristales son de plagioclasas subidiomorfas, más o menos alteradas a sericita, y cuarzo redondeado, corroído y con señales de cataclasis. En la pasta destacan plagioclasas, cuarzo y máficos cloritizados. Cuando ésta es microcristalina, hay una fina sociación de sericita-cuarzo con zonas de epidota-clorita. La composición petrográfica de estas lavas es dacítica, no detectándose la presencia de feld. K. más que como accesorio en la pasta o como crecimientos antipertíticos en los fenocristales de plagioclasa. Los máficos, aunque cloritizados y a veces epidotizados, son referibles a anfíbol o biotita. En ciertas muestras se observa una intensa silificación de la matriz, que puede afectar también a los fenocristales.

### 5.3.4 FORMACION MANGANESO ( $HFm^{A-A}_{11-12}$ y Pm)

El final del complejo volcánico-sedimentario está marcado por un episodio de carácter piroclástico muy heterogéneo, que culmina en la formación de cineritas. En el campo estos productos tienen un color morado característico ( $HFm^{A-A}_{11-12}$ ). Predominan las tobas con esquistosidad, que localmente engloban clastos mayores adquiriendo un aspecto de aglomerado o brecha. Un carácter distintivo es la abundancia de «clastos» de jaspes incluidos en los piroclastos, así como el gran tamaño de algunos de ellos (hasta 2 m.), sin duda el mayor de los observados en todo el complejo volcánico-sedimentario. Las texturas y composición de los «cantos» es muy variable, desde riolitas a dacitas, abundando los de cineritas silíceas y, como se ha indicado, los de jaspes.

Estos tienen una textura entre micro y criptocristalina, en ocasiones orientada, y están formados por sílice microcristalina y opacos muy finos (óxidos de manganeso y de hierro).

Las cineritas (Pm) finales, llamadas también «pizarras moradas» y «polvo de hematites», se presentan en capas bien estratificadas con espesor total de pocos a unos 50 m. Se aprecia bien su estratificación, en bancos paralelos

de algunos centímetros, así como la esquistosidad  $S_1$ . Tienen un color violáceo que pasa por alteración a tonos verdosos y beige. Su textura es microcristalina, y están formados por microcristales de cuarzo, plagioclasa sericitada y algunos agregados de clorita. Agregados fibrosos radiales de cuarzo, son frecuentes. Generalmente son muy ricos en diseminaciones de óxidos de hierro (hematites).

#### 5.4 ROCAS METAMORFICAS ( $D_3M-HM^{A-A}_{11-12}$ )

Solamente se clasifican como tales las afectadas por metamorfismo térmico de contacto junto a los bordes de los macizos de Las Arenas (granodioritas) y el pequeño afloramiento granítico de Las Coladas. La distribución de la aureola de metamorfismo alrededor de las rocas intrusivas mencionadas es irregular, pudiendo no observarse en el campo o alcanzar intervalos de hasta 300 m.

Los productos de este metamorfismo son pizarras mosqueadas y corneanas pelíticas, cuando las rocas sedimentarias afectadas son, respectivamente, pizarras y pizarras arenosas o limolitas arcillosas. En las primeras aparecen texturas «mosqueadas» por la recrystalización de los minerales arcillosos, originando núcleos de moscovita de neoformación, en una matriz de cuarzo-sericita-clorita orientada. En las segundas, la textura es porfidoblástica por recrystalización de la fracción arcillosa con neoformación de moscovita, y el desarrollo de porfidoblastos de albita con micas y cuarzo incluidos.

Estas rocas metamórficas, consistentes en una asociación de corneanas pelíticas y pizarras mosqueadas, representan una fase de metamorfismo de contacto de poca intensidad de la facies de las corneanas con albita-epidota.

## 6 METALOGENIA

La Hoja de Aznalcóllar, desde el punto de vista metalogénico, queda encuadrada dentro del «cinturón piritífero». En ella se encuentran los dos yacimientos de sulfuros que marcan el extremo sureste de este «cinturón»: el grupo o Minas de Aznalcóllar y la Mina Caridad. Existen, además, otros yacimientos de sulfuros de menor importancia, ligados también al complejo volcánico-sedimentario y que presentan la misma génesis que los citados.

Las hipótesis sobre la formación de yacimientos de piritita y sulfuros complejos de la provincia metalogénica del SO. de la Península Ibérica han sido muy variadas y defendidas unas y otras por diferentes autores.

Actualmente se admite que estos yacimientos son de tipo estratiforme, concordantes con las rocas encajantes y que se formaron en virtud de procesos exhalativos-sedimentarios acontecidos durante el Carbonífero Inferior.

sufriendo posteriormente modificaciones debidas a las acciones tectónicas del plegamiento hercínico y a procesos de alteración y removilización.

En general, en casi todos los criaderos del «cinturón piritífero» la concordancia del mineral con las pizarras grafitosas y volcánicas ácidas, la lenta transición entre la mena y la roca de caja y la evidente estratificación fina del mineral hablan a favor de un origen singenético-sedimentario de los yacimientos. Las mineralizaciones de sulfuros están en relación con el volcanismo ácido inicial o dacítico final y se depositaron, al parecer, después de las últimas fases explosivas de los episodios volcánicos. Se produjeron por el aporte a la cuenca de azufre y elementos metálicos en exhalaciones fumarolianas (proceso volcánico), en la etapa de menor actividad efusiva. Su precipitación en forma de sulfuros tuvo lugar cerca de los focos de emisión (en ausencia de corrientes o deslizamientos) o lejos de ellas, por precipitación físico-química o biogénica (proceso sedimentario).

Mineralógicamente la paragénesis de estos depósitos es muy simple, estando constituidos por pirita (que puede alcanzar el 98 por 100 de la masa) calcopirita, galena y blenda. Como accesorios existen otros minerales de cobre y plomo.

El contenido en sulfuros complejos es mayor en las masas pequeñas y en los bordes de las masas grandes. Se observa también que el núcleo de éstas está constituido por pirita masiva, mientras que en los bordes se observan estructuras fajeadas formadas por finas bandas de mineral de composición variable, con elevado contenido en calcopirita, blenda y galena.

En la fase de formación de la penillanura miocena se produjeron procesos de oxidación-cementación de las masas de sulfuros aflorantes, formándose las monteras oxidadas (gossan) y el enriquecimiento de cobre de las zonas de cementación correspondientes a la parte alta de los yacimientos de pirita.

Todas estas circunstancias concurren igualmente en los criaderos de este tipo existentes en la Hoja de Aznalcóllar, en donde las masas de pirita de forma tabular o estratiforme son concordantes con la roca encajante y se observa el paso gradual de mineral a estéril. Por otra parte, en muestras de la mina Caridad se ve que la pirita es de tipo bandeado y en ella se puede observar nítidamente una sucesión rítmica a escala milimétrica de finos lechos sedimentarios de pirita, en los que se aprecian fenómenos de estratificación gradada y cruzada, plegados y afectados por la esquistosidad  $S_1$ .

En el sector de Aznalcóllar (Minas de Aznalcóllar, Caridad, Zarcita, etc.) las mineralizaciones están asociadas al volcanismo ácido inicial y dentro de éste a pizarras grafitosas y piroclastos.

En la banda norte del complejo volcánico-sedimentario existen mineralizaciones de pirita ligadas a pizarras grafitosas y tobas del volcanismo ácido inicial (Mina Nazaret) y a aglomerados del volcanismo dacítico (El Tintillo).

Además de los yacimientos de sulfuros masivos, existen en la Hoja otras manifestaciones mineras de menor importancia que se sitúan en el Devónico-

Tournaisiense-Viseiense Inferior a Medio ( $D_3H_{11-12}^{AA}$ ). Son de tipo «stock-work», caracterizados por mineralizaciones fisurales de cobre asociadas a zonas muy silicificadas y en relación con diques porfídicos que podrían corresponder a las chimeneas de aporte de los elementos que originan las masas de sulfuros, y tipo «lode-work», constituidos por una densa acumulación de vetillas de cuarzo, concordantes con  $S_1$ , con blenda, galena y cantidades pequeñas de calcopirita.

## 7 GEOLOGIA ECONOMICA

La Hoja de Aznalcóllar presenta, como es sabido, un gran interés desde el punto de vista minero, que se centra en los yacimientos de sulfuros masivos.

La explotación de canteras y las posibilidades hidrogeológicas son, sin embargo, más limitadas.

### 7.1 MINERIA Y CANTERAS

En la Hoja se sitúa el importante yacimiento de sulfuros masivos de Minas de Aznalcóllar (APIRSA). Está constituido por una gran masa de mineral que comprende las antiguas explotaciones de Cuchichón, Silillos e Higuera; tiene una forma alargada de Este a Oeste, y el cuerpo mineral presenta en buzamiento Norte del orden de  $45^\circ$ . Tiene una longitud superior a los 1.500 m. y su espesor decrece progresivamente hacia los bordes. APIRSA ha realizado una investigación exhaustiva de esta masa, estableciendo con nitidez su forma, reservas (44 millones de toneladas de sulfuros y complejos y 34 millones de toneladas de piroclastos con cobre) y calidad de mineral (0,44% Cu, 1,76% Pb, 3,33% Zn y 67 gr./Tm. Ag para la pirita, y 0,58% Cu, 0,40% Zn y 10 gr./Tm. Ag para los piroclastos). En la actualidad se han parado las labores subterráneas para establecer una explotación a cielo abierto de grandes dimensiones (1.370 m. de longitud, 700 m. de anchura y 300 m. de profundidad, máximas).

La mina Caridad (APIRSA) se sitúa unos 700 m. al norte de la anterior, estando el yacimiento oculto por el Mioceno transgresivo. La masa piritífera es también de forma tabular, alargada de Este a Oeste y buzando igualmente al Norte unos  $35^\circ$ . Tiene una longitud de 650 m. y las explotaciones están inactivas desde 1926.

Existen, además, numerosas explotaciones mineras de menor interés, todas ellas inactivas.

La mina La Zarcita está situada al NO. del pueblo de Aznalcóllar. La mineralización (pirita cuprífera) arma en rocas volcánicas pertenecientes al volca-

nismo ácido inicial. Las explotaciones más importantes se realizaron los años 1912 a 1914.

Al sur de la aldea de El Alamo se encuentra la mina de Nazaret y otras labores mineras menos importantes. La mineralización arma en un mismo nivel estratigráfico formado por pizarras negras grafíticas con intercalaciones volcánicas ácidas (volcanismo inicial). Este horizonte presenta en superficie una «gossanización» muy intensa. La mina Nazaret fue explotada de 1912 a 1917 por la «Sevilla Sulphur and Copper Comp. Ltd.», que extrajo 200 Tm. de pirita con una ley en cobre del 6 al 10 por 100 (PINEDO, 1963). Posteriormente, la mina ha sido explotada esporádicamente.

En la zona de El Tintillo existen antiguas labores, poco importantes, realizadas a principio de siglo. La mineralización está en relación con el volcanismo dacítico y se presenta como vetillas y diseminaciones de pirita y calcopirita.

Al sur del arroyo de Juan Antón existen numerosas labores mineras abandonadas, en cuyas escombreras abundan los carbonatos secundarios de cobre. Arman en volcanitas pertenecientes al volcanismo ácido inicial.

Además de los yacimientos ya reseñados, existen en la Hoja un gran número de registros mineros y labores de poca importancia. Se sitúan en la zona central y responden a dos tipos de mineralización: «stock work», con calcopirita y pirita, y «lode-work», con galena y blenda, prácticamente sin calcopirita.

Respecto a canteras, en relación con el «stock granodiorítico» de Las Arenas existen tres, de las cuales sólo una es activa (San Miguel). Explota un filón de cuarzo de unos 50 m. de potencia y 1 Km. de longitud. En este mismo filón existe otra cantera, hoy parada, y la tercera explotó la granodiorita que constituye el «stock».

En el Devónico-Tournaisiense-Viseiense Inferior a Medio existe una pequeña cantera, que explota esporádicamente pizarras para la construcción.

Finalmente, en el extremo NO. de la Hoja se explotan unas graveras en el aluvial del río Jarrama.

## 7.2 HIDROGEOLOGIA

Entre los materiales paleozoicos sólo las volcanitas básicas ( $HV_2^{A-A}_{11-12}$ ) pueden ser consideradas como acuíferos de relativa importancia. Son los únicos materiales que presentan permeabilidad, generalmente se disponen en estructuras sinclinales apretadas y están limitadas por rocas impermeables (pizarras). Por este motivo, en el contacto es frecuente la existencia de manantiales o fuentes poco caudalosos.

Las posibilidades de captación de aguas en los «stocks graníticos» viene limitada a las áreas más fracturadas, aunque el potencial acuífero de estos materiales es muy reducido.

En el resto de la superficie ocupada por el Paleozoico las condiciones para el desarrollo de acuíferos no son favorables, a excepción de áreas muy reducidas que, por encontrarse fracturadas, pueden dar lugar a acuíferos de carácter local.

El Terciario del SE., particularmente los niveles inferiores del Tortonense Superior, presenta mejores perspectivas desde el punto de vista hidrogeológico, aunque su reducida extensión y potencia dentro de la Hoja y su ligera inclinación hacia el Sur limitan enormemente su aprovechamiento.

En cuanto al Cuaternario aluvial puede ser interesante por sus relaciones con los cursos fluviales actuales.

En cualquier caso, el bajo índice pluviométrico de la región limita extraordinariamente las posibilidades de formación de acuíferos permanentes.

## 8 BIBLIOGRAFIA

- ARMENGOT, J. (1970).—«Hoja núm. 938 (Nerva)». *Mapa Geológico de España 1:50.000. IGME*, pp. 1-11.
- ARMENGOT, J., y VAZQUEZ, F. (1970).—«Hoja núm. 960 (Valverde del Camino)». *Mapa Geológico de España 1:50.000. IGME*, pp. 1-20.
- ARMENGOT, J. (1971).—«Geología de la provincia metalogénica de piritas del suroeste de España». *II Curso de geología aplicada al estudio de los yacimientos minerales: sulfuros masivos (conferencia)*.
- ARNOLD, M., y SOLER, E. (1973).—«Les mineralisations pyriteuses associees au volcanisme quartzkeratophyrique du Sud de la Peninsule Iberique». *C. R. Acad. Sc. Paris*, pp. 1373-1376.
- BARD, J. P., y FABRIES, J. (1970).—«Aperçu petrographique et structural sur les granitoides de la Sierra Morena occidentale (Espagne)». *Bol. Geol. y Minero*. Madrid.
- BARD, J. P. (1969).—«Le metamorphisme regional progressif des Sierras de Aracena en Andalousie Occidentale: sa place dans le segment Hercynien Sudiberique». *Tesis. Universidad de Montpellier*, pp. 1-398.
- (1971).—«Sur l'alternance des zones metamorphiques et granitiques dans le segment Hercynien Sudiberique; comparaison de la variabilite». *Boletín Geológico y Minero*. Madrid, tomo 82, vol. 3, pp. 108-121.
- BATEMAN, A. M. (1927).—«Ore deposits of the Río Tinto (Huelva). District. Spain». *Economic Geology. Lancaster*, vol. 12, núm. 6, pp. 569-614.
- BERNAND, A. J., y SOLER, E. (1971).—«Sur la localisation geotectonique amas pyriteuses massifs du type Río Tinto». *C. R. Acad. Sc. Paris*, tomo 273, pp. 1087-1090.
- (1974).—«Aperçu sur la province pyriteuse Sud-Iberique». *Centenaire de la Société Géologique de Belgique. Gisement stratiformes et provinces cuprifères*, pp. 287-315.

- BOOGAARD, M. VAN DEN (1967).—«Geology of the Pomarao region (Southern Portugal)». *Tesis Universidad de Amsterdam*. Rotterdam, pp. 1-113.
- (1963).—«Conodonts upper Devonian and lower Carboniferous age from southern Portugal». *Geol. en Mijnbouw*. tomo 42, pp. 243-259.
- BOOGARD, M. VAN DEN., y SCHERMERHORN, L. J. G. (1975).—«Conodont faunas from Portugal and Southwestern Spain». *Scripta Geol.*, vol. 28, pp. 1-43, Leiden.
- CALDERON, S. (1893).—«Movimientos Pliocénicos y Postpliocénicos en el Valle del Guadalquivir». *Anales Real Soc. Esp. Hist. Nat.*, tomo 22, pp. 1-18.
- CAÑEDO-ARGUELLES VELASCO, E., y CONTRERAS FERNANDEZ, J. (1975).—«Proyecto de explotación de Minas de Aznalcóllar». *Jornadas Minero-Metalúrgicas*. Bilbao, tomo 6, pp. 15-38.
- COULLAUT, J. L.; SOLER, M., y ANTON, J. A. (1975).—«Investigación de piritas y sulfuros complejos en la zona de Aznalcóllar». *Jornadas Minero-Metalúrgicas*. Bilbao, tomo 2, pp. 155-178.
- C. G. S., S. A. (1971).—«Programa sectorial de piritas y sulfuros complejos. Anteproyecto de explicación de reserva zona de Huelva». *IGME. Programa Nacional de Investigación Minera. Plan Nacional de Minería*, pp. 1-205.
- (1974).—«Estudio Geológico Minero de la zona de Aznalcóllar. Inédito». *IGME. Programa sectorial de piritas y sulfuros complejos*, pp. 1-70.
- (1975).—«Estudio Geológico Minero de la zona Norte de Aznalcóllar. Inédito». *IGME. Programa sectorial de piritas y sulfuros complejos*, pp. 1-57.
- DOETSCH, J. (1957).—«Esbozo geoquímico y mineralogenético del criadero de Las Herrerías. Puebla de Guzmán». *Bol. Inst. Geol. y Min. de España*. Madrid, tomo 65, pp. 225-306.
- DESPREZ, D., y SOLER, E. (1971).—«Les mineralisations pyriteuses et manganesíferes liées aux formations volcanosédimentaires de la province de Huelva». *Bulletin du B. R. G. M.*, vol. 2, núm. 6, pp. 5-16.
- FERNANDEZ ALVAREZ, G. (1975).—«Los yacimientos de sulfuros polimetálicos del SO. Ibérico y sus métodos de prospección». *Studia Geológica*, tomo 9, pp. 65-102.
- FEBREL MOLINERO, T. (1965).—«Sobre la existencia de dos cruceros representativos de dos distintas deformaciones en el Devónico-Carbonífero de Calañas. Hoja 959». *Not. Com. IGME*, tomo 77, pp. 187-202.
- (1971).—«La estructura de la mina de Herrerías (Huelva)». *II Cursillo de Geología Aplicada al estudio de los yacimientos minerales: sulfuros masivos (conferencia)*.
- (1968).—«Hoja núm. 959 (Calañas)». *Mapa Geológico España 1:50.000*. IGME, pp. 1-28.
- (1967).—«Estratigrafía Tectónica y Petrografía en la zona de Calañas (Huelva)». *Enadimsa*, pp. 1-57.
- GARCIA PALOMERO, F. (1974).—«Caracteres estratigráficos del anticlinal de Río Tinto». *Studia Geológica*, vol. 8, pp. 93-124, Salamanca.

- (1975).—«Estudio Geológico de la masa pirítica de San Antonio (Río Tinto)». *Jornadas Minero-Metalúrgicas*. Bilbao, pp. 175-191.
- GARCIA PALOMERO, F. (1975).—«Geología de la zona minera de Río Tinto». *Tercera Reunión sobre Geología del Suroeste. Libro Guía*, pp. 16-17.
- GAVALA, J. (1929).—«Hoja núm. 984 (Sevilla)». *Mapa Geológico de España* 1:50.000. IGME, p. 1.
- GONZALO y TARIN, J. (1888).—«Descripción física, geológica y minera de la provincia de Huelva». *Mem. Com. Mapa Geol. Esp.* Madrid, pp. 1-33.
- HOLLINGER, R. (1958).—«Contribución al conocimiento de la Geología del Suroeste de la provincia de Huelva». *Tesis Geol. Inst. Munster*.
- IGME (1972).—«Mapa Geológico de España E. 1:200.000. Síntesis de la cartografía existente. Sevilla». IGME, pp. 1-26.
- KINKEL, JR. A. R. (1962).—«Observations of the pyrite deposits on the Huelva district, Spain and their relations to the volcanism». *Economic Geology. Lancaster*, tomo 57, pp. 1071-1080.
- KINKEL, A. R. (1965).—«Observaciones sobre los yacimientos de pirita de Huelva (España) y su relación con el volcanismo». *Not. y Com. del IGME*, tomo 79, pp. 55-67.
- LECOLLE, M. (1972).—«Succession lithologique et stratigraphique dans la province de Huelva: positions des mineralisations manganésifères et pyriteuses». *C. R. Acad. Sc. Paris*, tomo 274, pp. 505-508.
- (1971).—«Sequence lithostratigraphique et phases de deformations dans une partie de la province pyrito-cuprifère de Huelva (Espagne)». *C. R. Acad. Sc. Paris*, tomo 272, pp. 1956-1959.
- MADEL, J., y LOPERA, E. (1975).—«Geología de la zona minera de Tharsis». *Tercera Reunión sobre Geología del Suroeste. Libro Guía*, pp. 18-22.
- MAGNE, J., y VIGUIER, C. (1970).—«Stratigraphie du Néogène de la Meridionale Sierra Morena entre Huelva et Carmona (Espagne du SW)». *Bull. Soc. Geol. France. 7.ª serie*, tomo 12, pp. 200-201.
- PAN ARANA, T. DEL (1952).—«Contribución al estudio de los Microforaminíferos del Mioceno de Sevilla». *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat.*, tomo 50, pp. 121-130.
- PERCONIG, E. (1961).—«La Tectónica del Mioceno de la Cuenca del Guadalquivir (España Meridional)». *2.ª Reunión del Comité del Neógeno Mediterráneo (Sabadell-Madrid). Inst. Lucas Mallada (Cursillos y conferencias)*, tomo 9, pp. 219-228.
- (1961).—«Sobre la Constitución Geológica de Andalucía Occidental y en particular de la Cuenca del Guadalquivir (España Meridional)». *Livre à la mémoire du professeur P. FALLOT. Mem. Soc. Geol. France*, pp. 229-256.
- (1964).—«Sull'esistenza del Mioceno Superiore in facies marina della Spagna Meridionale». *C. R. 3.ª Session du Comité du Neogène Méditerranéen (Berne)*, pp. 288-302.

- (1964).—«La Estratigrafía del Mioceno en Andalucía Occidental (España). El límite Oligoceno-Mioceno y la fase terminal marina del Mioceno. 2.ª Reunión del Comité del Neógeno Mediterráneo (Sabadell-Madrid). Inst. Lucas Mallada (C. S. I. C.). *Cursillos y Conferencias*, tomo 9, pp. 219-228.
- (1968).—«Biostratigrafía della sezione di Carmona (Andalusia, Spagna). In base ai Foraminiferi Planctonici». *C. R. du 4.º Congres Intern. du Néogène Méditerranéen. Giornale di Geologia (Bologne)*, vol. 35, núm. 3, páginas 191-218.
- (1971).—«Sobre la edad de la transgresión del Terciario Marino en el borde meridional de la meseta». *I Congreso Hispano-Luso-Americano de Geología Económica (Madrid-Lisboa)*, pp. E-1, E-29.
- (1973).—«El Andaluciense». *XIII Coloquio Europeo de Micropaleontología E. N. Adaro (Madrid)*, pp. 201-223.
- PERCONIG, E., y GRANADOS, L. F. (1973).—«El Extratipo del Andaluciense». *XIII Coloquio Europeo de Micropaleontología E. N. Adaro (Madrid)*, páginas 225-246.
- PINEDO VARA, I. (1963).—«Piritas de Huelva. Su historia minera y aprovechamiento». *ED Summa Madrid*, pp. 1-1003.
- RAMBAUD PEREZ, F. (1969).—«El sinclinal carbonífero de Río Tinto (Huelva) y sus mineralizaciones asociadas». *Memoria del IGME*, tomo 71, pp. 1-229.
- ROSSO DE LUNA, T. (1941).—«Algunas características mineralógicas de la piritita, calcopiritita y blenda de Río Tinto». *Bolet. IGME. Madrid*, tomo 55, pp. 9-34.
- SAAVEDRA, J. L. (1964).—«Datos para la interpretación de la Estratigrafía del Terciario y Secundario de Andalucía». *Notas y Comunicaciones del IGME*, tomo 73, pp. 5-50.
- (1961).—«Los Foraminíferos del Terciario Superior y Cuaternario del Valle del Guadalquivir». *Boletín Inst. Geol. y Min. de España*, tomo 72, pp. 349-468.
- SCHERMERHORN, L. J. G. (1970).—«Mafic Geosynclinal Volcanism in the lower Carboniferous of South Portugal». *Geol. en Mijnbouw.*, vol. 49, tomo 6, pp. 439-450.
- (1970).—«The deposition of volcanics and pyritite in the Iberian Pyrite Belt». *Miner. Depos.*, tomo 5, pp. 273-279.
- (1971).—«Pyritite emplacement by gravity flow». *Boletín Geológico Minero. Madrid*, tomo 82, vol. 3, pp. 88-92.
- (1971).—«An outline stratigraphy of the Iberian pyrite belt». *Boletín Geológico y Minero. Madrid*, tomo 82, vol. 3, pp. 23-52.
- (1975).—«Spilites, regional metamorphism and subduction in the Iberian pyrite belt: some comments». *Geol. en Mijnbouw.*, vol. 54, tomo 1, pp. 23-35.
- SCHERMERHORN, L. J. G., y STANTON, W. I. (1969).—«Folded overthrust at Alvustrel (South Portugal)». *Geol. Mag. Cambridge*, tomo 106, pp. 130-141.
- SOLER, E. (1969).—«L'association Spilites-Keratophyres de la province de Huelva (Espagne)». *Tesis. Universidad de París*, pp. 1-105.

- (1971).—«Observations preliminaires sur la province metallogenique de Huelva (Espagne)». *C. R. Acad. Sc. Paris*, tomo 272, pp. 1197-2000.
- (1973).—«L'associations Spilites-Quartz Keratophyres du Sud-Ouest de la Peninsule Iberique». *Geologie en Mijnbouw.*, vol. 52, núm. 5, pp. 277-288.
- 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.
- STRAUSS, G. K. (1970).—«Sobre la geología de la provincia piritífera del SW. de la Península Ibérica y de sus yacimientos, en especial sobre la mina de Lousal (Portugal)». *Memoria del IGME*, tomo 77, pp. 1-266.
- 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*. Madrid, tomo 149, pp. 25-38.
- TORRES, T. DE (1974).—«Memoria y Hoja núm. 12-40 (Sevilla)». (*Magna*). *IGME*.
- VERDENIUS, J. C. (1970).—«Neogene stratigraphy of the western Guadalquivir basin (Southern Spain)». *Utrecht Micropaleontological Bull.*, tomo 3, páginas 1-109.
- VIGUIER, C. (1969).—«Precisiones acerca del Neógeno en Dos Hermanas (Sevilla)». *Boletín Geológico y Minero (IGME)*, tomo 80.