



IGME

917

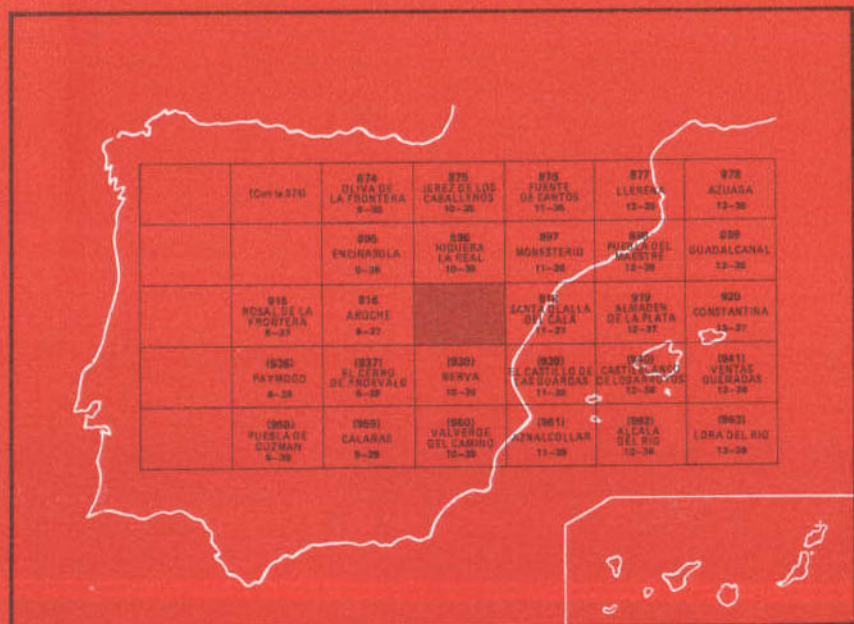
10-37

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

ARACENA

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

ARACENA

Segunda serie - Primera edición

**SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA**

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por INGENISA (Investigaciones Geológicas y Mineras, S.A.), dentro del programa MAGNA, con normas, dirección y supervisión del I.G.M.E., habiendo intervenido los siguientes técnicos superiores:

Geología de Campo y Gabinete: Octavio Apalategui Isasa, Eugenio Barranco Serrano, Francisco Contreras Vázquez, Miguel Delgado Quesada y Francisco Javier Roldán García.

Petrología: Angel Garrote Ruiz, Juan Locutura Rupérez y Alejandro Sánchez Rodríguez.

Colaboradores: Victor Oliveira y J. Antonio Goinhas.

Bajo la dirección y supervisión por parte del I.G.M.E. de Cecilio Quesada.

Se pone en conocimiento del lector que en el I.G.M.E. existe para su consulta una documentación complementaria de esta Hoja y Memoria constituida por:

- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Informes petrográficos, micropaleontológicos y sedimentológicos de dichas muestras.
- Columnas estratigráficas de detalle.
- Fichas bibliográficas, álbum fotográfico y demás información varia.

Servicio de Publicaciones - Doctor Fleming, 7 - 28036 Madrid

Depósito Legal: M. 42.115 - 1984

I.S.B.N.: 84-7474-275-7

Imprime Gráficas Topacio, S.A. - Príncipe de Vergara 210 - 28002 Madrid

INTRODUCCION

La Hoja de ARACENA (10-37) se halla situada al SW de la península, está limitada por las coordenadas geográficas: $6^{\circ} 31' 10''$ y $6^{\circ} 51' 10''$, de longitud W y $37^{\circ} 50' 04''$ y $38^{\circ} 00' 04''$, de latitud N. Toda la Hoja está comprendida dentro de la provincia de Huelva.

Desde el punto de vista geológico la Hoja integra una serie de materiales precámbricos, paleozoicos, granitos hercínicos y pequeños depósitos de materiales aluviales de edad Cuaternario.

Dentro de la división de Sierra Morena Occidental que propone BARD J.P. (1969), esta zona se encuentra en el dominio meridional y constituye parte de lo que el autor llama: zona IV (Cumbres Mayores – Cañaverál), zona V (Barrancos – Sierra de Hinojales), zona VI (Aroche – Aracena – Higuera de la Sierra) y parte de zona 7 (Gil Márquez – Campofrío – Valdeflores). Ver fig. 1.

Dentro del ámbito fisiográfico la región de Aracena se destaca por una acusada orografía, constituida por una serie de sierras paralelas a las estructuras y que están condicionadas, en gran medida, por la litología de las capas (Sierra de Hinojales, del Cuchillar, Sierra de la Giralda, etc.).

La red hidrográfica presenta gran desarrollo y está condicionada por: a) climatología b) orografía y c) geología.

La hidrografía está controlada, dentro de los factores climáticos, por la precipitación, que alcanza altos valores en esta región.

La acusada orografía (no hay grandes montañas pero las pendientes son por regla general muy acusadas) condiciona totalmente los valores de la escorrentía y de la retención superficial, dando lugar a acusadas variaciones en el caudal de los ríos durante las precipitaciones.

El hecho de que casi todos los materiales sean impermeables, motiva el que la infiltración sea casi nula, salvo en los materiales calcáreos donde se desarrollan importantes fenómenos kársticos (Gruta de Aracena, Alajar, Sta. Ana, etc.); esto es fácilmente comprobable ya que hay una íntima relación entre las crecidas de los ríos y las precipitaciones.

La red hidrográfica de la Hoja corresponde a tres cuencas diferentes.

a) Cuenca del Río Odiel. Ocupa la parte meridional de la Hoja y vierte sus aguas hacia el sur (Rivera de Sta. Ana, Rivera de Linares, Rivera de Almonaster, etc.), teniendo su divisoria por la Sierra de Aracena-Alajar prolongándose después por el Cerro de Almonaster.

b) Cuenca del Guadalquivir.— Se sitúa en la zona nororiental de la Hoja, vierte sus aguas hacia el este (Rivera de Hinojales y Rivera de Huelva), y queda limitada al sur por la cuenca del Odiel y al este por la cuenca del Guadiana.

c) Cuenca del Guadiana.— Ocupa la parte Noroccidental de la Hoja; vierte las aguas hacia el N. y está representada por el Río Caliente, Rivera del Múrtiga, etc.

En cuanto a la morfología hay que indicar que las formas del relieve están condicionadas en parte por la litología de los materiales y en parte por la evolución geomorfológica de los mismos. Los mayores relieves, así como las zonas de mayor pendiente, están asociadas preferentemente a las calizas y a las vulcanitas ácidas. Por otra parte la evolución morfológica consta de dos ciclos: el primero produce una gran zona residual que se sitúa en el centro de la Hoja, donde se encuentran las mayores cotas (Pico de Almonaster, 909 m, y Pico de Robledo, 893 m); el segundo ciclo produce un arrasamiento, que crea una penillanura coincidente, de forma aproximada, con la cota 600 m y en la que se encaja la red fluvial actual.

Los núcleos principales de población se sitúan según una alineación E-W que discurre próxima al centro de la Hoja.

La actividad agrícola (castañar, olivar, productos de huerta), la ganadería y las explotaciones forestales son las mayores fuentes de riqueza de la

zona, así como la minería (actualmente sólo está en activo la Mina María Luisa) y las explotaciones de canteras de calizas para áridos.

ANTECEDENTES GEOLOGICOS

El primer trabajo específico sobre la Zona de Aracena, con un enfoque de los problemas geológicos desde un punto de vista general, así como sus relaciones con las zonas próximas, es la Tesis de BARD, J.P. (1969). A los materiales aflorantes asigna edades comprendidas entre el Precámbrico Superior y el Devónico, todos ellos afectados por la Orogenia Hercínica, que se manifiesta en dos fases mayores de plegamiento con desarrollo de dos esquistosidades. En relación con la primera fase establece un metamorfismo regional progresivo de baja presión y alta temperatura.

Anteriormente, entre 1869 y 1951, diversos autores como: GONZALO Y TARIN, McPHERSON, H. SCHNEIDER y RICHTER, encontraron fauna que datan series silúricas y devónicas en la región de Cala y Aracena.

GONZALO Y TARIN, J. (1878), consideró como Estrato-Cristalino la Sierra de Aracena; LOTZE, F. (1955) no la considera Arcaico, aunque no le asigna ninguna otra edad.

En 1914, PRUVOST, P. dató fauna en Barrancos (Portugal), como Gediniense; y VAZQUEZ, F. (1967), cita fauna de artejos de crinoides en la Hoja de Santa Olalla del Cala, de edad Eifeliense.

En 1970, GUTIERREZ ELORZA, M., publica su tesis sobre la región de Aracena – Cumbres Mayores. La zona de Aracena la considera formada por sedimentos infracámbricos, cámbricos y devónicos, limitada al N. por una depresión silúrico – devónica. En la zona de Aracena cita emplazamientos plutónicos peculiares y una tectónica en escamas acompañada de grandes fallas en dirección.

En 1975 se publica el “Plano Geológico del S.O. de España” a escala 1:200.000, realizado por VAZQUEZ, F. y FERNANDEZ POMPA, F.; este trabajo supone un gran avance en el conocimiento regional del SO.

Por último hay que destacar un proyecto realizado por la División de Minería del IGME entre los años 1976-79, en el que se aportan nuevos datos sobre la zona y que han sido, en gran medida, el punto de partida para la realización de esta Memoria.

1 ESTRATIGRAFIA

Desde el punto de vista estratigráfico, tectónico y petrológico se ha acordado dividir el área de estudio en una serie de dominios caracterizados por una afinidad de los problemas geológicos. En la fig. 1, se han señalado los dominios establecidos, los cuales tienen las siguientes características:

— Dominio nororiental.— En él se integran materiales detríticos y rocas básicas efusivas ("pillow-lavas") que actualmente aparecen en secuencia invertida, y cuyas edades oscilan entre el Cámbrico y el Devónico-Carbonífero.

— Dominio septentrional.— Los materiales que constituyen este dominio son fundamentalmente detríticos (filitas, cuarzo-filitas, grauvacas y metaareniscas) y sus edades oscilan entre el Ordovícico inferior y el Carbonífero; dentro del área de estudio afloran en relación con una sinforma de tercera fase hercínica, rota por la zona de charnela.

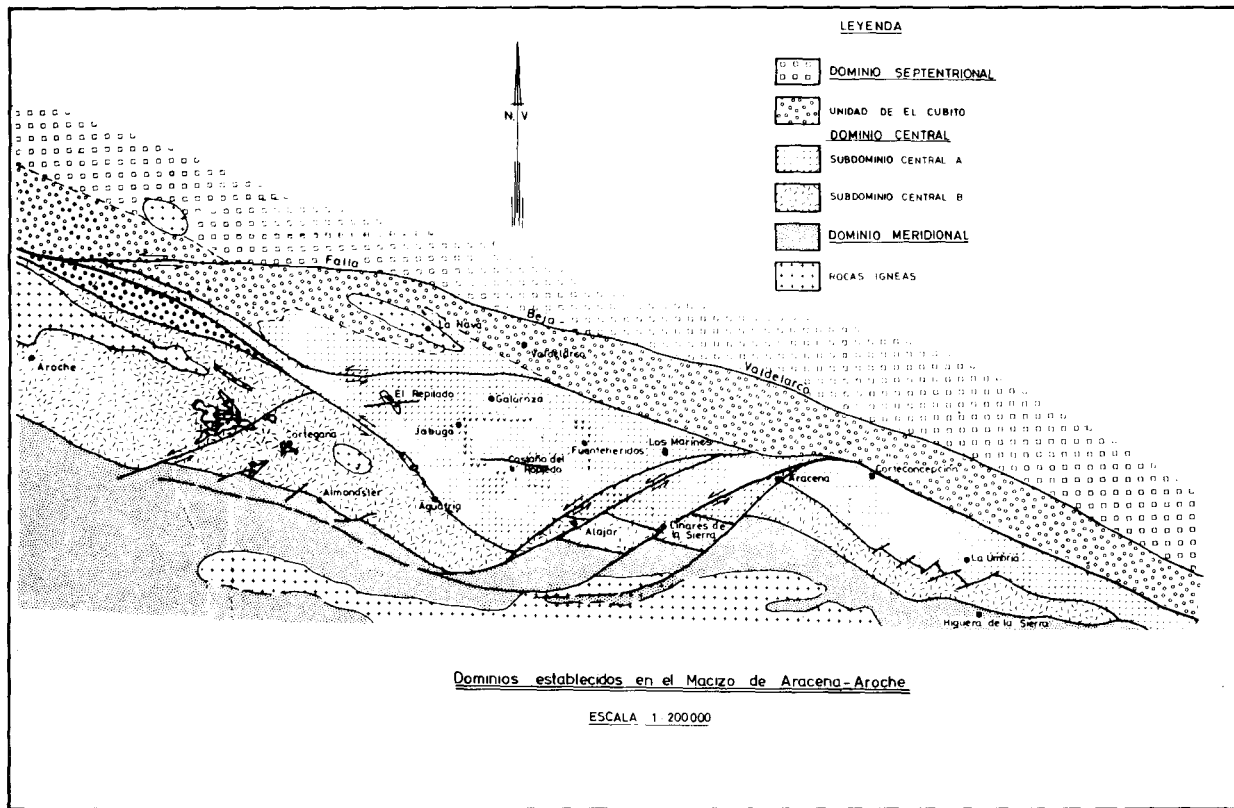
— Dominio central.— Se integran en este dominio rocas carbonatadas y volcano-sedimentarias que constituyen lo que habitualmente se ha llamado el Macizo de Aracena. Debido a que dicho Macizo está atravesado por una gran fractura que lo divide en dos, se ha creído conveniente separar este dominio en dos subdominios; y aunque pensamos que las series que aparecen en uno y otro son las mismas, se expresan en cartografía con distintos colores, ya que el único criterio de correlación es litológico, y por el momento no hay datos paleontológicos ni dataciones absolutas que den luz sobre el citado problema.

— Dominio meridional.— Englobamos dentro de este dominio, una serie de materiales constituidos fundamentalmente por rocas básicas al muro y metasedimentos, que constituyen una unidad con entidad propia.

Los materiales que actualmente aparecen en la cuenca son series detríticas de edades comprendidas, posiblemente, entre el Silúrico y el Carbonífero, y reposan sobre rocas básicas (basaltos de afinidad toleítica) que, al parecer, representan un trozo de corteza oceánica (BARD, J.P., 1977).

— *Límite entre dominios.*— Una vez definidos los distintos dominios, es necesario establecer los límites entre ellos, estos límites nunca habían sido establecidos con precisión, y pensamos que es ésta una de las mayores aportaciones del presente trabajo.

El límite entre el Dominio nororiental y el dominio septentrional es un gran accidente subparalelo a las estructuras; puede seguirse al menos desde la zona de Villanueva del Fresno hasta las proximidades de Sta. Olalla del Cala, y actualmente se nos presenta como una falla distensiva que hunde el bloque nororiental.



Como límite entre el Dominio septentrional y el Dominio central, proponemos la Unidad de "El Cubito", que se interpreta como una zona mecánicamente especial (posiblemente zona de cizalla) en la cual se mezclan materiales de distinta edad.

El límite entre el Dominio central y el Dominio Meridional lo marca una gran discontinuidad, que se sitúa siempre al norte del afloramiento de las anfibolitas de Acebuches; este contacto es mecánico y en él se emplazan, en general, rocas ígneas de naturaleza básica. Más adelante se verá que los materiales del Dominio Meridional se depositan en una cuenca de atrás de arco-isla, por lo que se puede suponer que la gran fractura citada pone actualmente en contacto dos trozos distintos de la litosfera; uno al norte con corteza continental, y otro al sur con una posible corteza oceánica.

1.1 DOMINIO NORORIENTAL

En el borde noreste de la Hoja estudiada y en una extensión aproximada de unos 5 km², afloran una serie de materiales constituidos fundamentalmente por pizarras, areniscas y rocas efusivas básicas de edad Cámbrico, y sobre las que se apoyan unos materiales detríticos más groseros con intercalaciones conglomeráticas y pequeños lentejones de rocas carbonatadas, de edad probable Devónico-Carbonífero.

La secuencia establecida es, de muro a techo, la que se expresa a continuación.

1.1.1 Alternancia de pizarras y grauvacas (CA₁)

Limitada al Norte y al Este por los bordes de la Hoja, y al Sur por un continuo afloramiento de rocas básicas efusivas, aflora una serie de materiales constituidos por una alternancia de pizarras de colores, por regla general verdosos, a veces con tintes morados, que se intercalan con niveles grauváquicos. Estos niveles más groseros presentan gran cantidad de clastos de feldespatos, tienen coloraciones muy claras, y aparecen en paquetes de uno a cinco metros.

Interestratificados entre estos materiales, aparecen pequeños lechos de rocas básicas (ver muestra AI-1113), que por su pequeño espesor no han sido diferenciados en cartografía; no obstante, son un presagio del volcanismo básico que será tratado a continuación.

La potencia de la serie no la podemos determinar en el presente trabajo, ya que no aflora el muro de la misma.

Estos materiales han sido datados en repetidas ocasiones SCHNEIDER, H. (1951), GIL CID (1971), como pertenecientes al Cámbrico Inferior, y han sido denominados por otros autores como "serie detrítica superior", "alternancia de Cumbres", etc.

Dentro de esta serie se han distinguido tres variedades petrológicas.

1.1.1a *Pizarras*

Roca foliada, de color verde oscuro, y grano fino.

Estudio microscópico.

Textura-Lepidoblástica.

Componentes principales.— Cuarzo, moscovita, minerales arcillosos.

Componentes accesorios.— Biotita, plagioclasa, feldespato potásico y opacos.

Deriva de sedimentos pelíticos, tiene metamorfismo de grado bajo con recristalización de biotita.

Una sola fase sinmetamórfica.

1.1.1b *Grauvacas*

Roca detrítica de grano medio y color crema.

Estudio microscópico.

Textura Blastosamítica.

Componentes principales.— Cuarzo y minerales arcillosos.

Componentes accesorios.— Plagioclasa, moscovita, apatito y opacos.

Roca original de naturaleza arenoso-grauváquica.

1.1.1c *Metabasita*

Esta variedad no diferenciada en cartografía es idéntica a la que tratamos a continuación.

1.1.2 Rocas volcánicas verdes (CA₂)

Sobre los materiales anteriormente descritos, y al parecer en contacto normal, aparecen unas vulcanitas básicas de coloración verdosa, con vacuolas rellenas por limonita, y que al parecer, proceden de antiguos cristales de pirlita. Se trata de antiguas lavas, aunque puede que tengan algunos aportes de material piroclástico de naturaleza andesítica.

En el terreno son fácilmente identificables, ya que producen zonas positivas en el relieve, y por lo general se erosionan en forma de bolos. Su potencia es aproximadamente unos 150 m.

Estos materiales pensamos que se corresponden con las llamadas espilitas de La Umbría-Pipeta (BARD, J.P. 1969), cuya edad se acepta del Cámbrico Medio, por correlación con otros materiales similares, que aparecen en el flanco normal del anticlinorio Olivenza Monesterio (DUPONT, R. y VEGAS, R. 1978).

Estudio microscópico.

- Textura: Afanítica intersertal.
- Componentes principales: Plagioclasa, clorita y óxidos de hierro.
- Componentes accesorios: Carbonatos y opacos.

La roca deriva de una lava de composición intermedia o básica y que actualmente está intensamente alterada (alteración propilítica).

1.1.3 Pizarras, metaareniscas, lentejones de dolomías y conglomerados (D-H^A) (D-H^A c) (D-H^A cg)

Por encima de las vulcanitas básicas aparece una serie de materiales constituidos, fundamentalmente, por pizarras y pizarras arenosas que se intercalan con grauvacas y/o metaareniscas.

La serie está constituida fundamentalmente por pizarras y/o pizarras arenosas de coloración gris-verdosa, que intercala lechos grauváquicos y arenosos, de potencia métrica a decamétrica.

En la mitad oriental del afloramiento, aparecen unos conglomerados (D-H^A cg) de cantos redondeados de hasta 10 cm de diámetro; éstos se pierden lateralmente hacia el Oeste, y en su lugar y aproximadamente en la misma posición estratigráfica, hemos encontrado una brecha dolomítica (D-H^A c) muy similar a la que aparece en la vecina Hoja de Higuera la Real.

La extensión cartográfica de estos materiales es de unos 3,5 a 4 km². Aparecen en flanco invertido por debajo de los materiales cámbricos, y están

limitados al sur por el gran accidente que nos sirve de límite entre el Dominio nororiental y el Dominio Septentrional.

Por la posición que ocupan, estos materiales, podrían ser a) la serie que marca la transición del Cámbrico al Ordovícico inferior (Fatuquedo, de los geólogos portugueses), b) las series Devónico — Carboníferas, que como se sabe, pueden aparecer pellizcadas entre dos fracturas, o discordantes sobre los materiales cámbricos, como sucede en la Hoja de Higuera la Real, al norte del gran accidente que nos sirve para separar los dominios nororiental y meridional.

La litología de los materiales, la presencia de conglomerados con clastos de cuarcitas y filitas (ver muestras AI-1116), y la presencia de una brecha dolomítica idéntica a la de Sierra Menjuana (Hoja de Higuera la Real), con clastos que tienen una esquistosidad anterior, nos hace inclinarnos por una edad Devónico-Carbonífero Inferior para estos materiales; máxime teniendo en cuenta que nos encontramos al norte de dicho accidente.

La relación con las series cámbricas, no puede establecerse con precisión dentro del presente estudio; no obstante, en la Hoja de Santa Olalla del Cala, los conglomerados llegan a situarse sobre las vulcanitas básicas (comunicación oral de COULLAUT, J.L.); por ello pensamos que los materiales en cuestión reposan en discordancia erosiva sobre los materiales cámbricos.

Dentro de este dominio, es ésta la serie que presenta mayor variedad petrológica. Los términos diferenciados son los siguientes:

1.1.3a *Pizarras*

Roca foliada de color gris verdoso y grano fino.

Estudio microscópico.

- Textura: Lepidoblástica.
- Componentes principales: Sericita, cuarzo y clorita.
- Componentes accesorios: Moscovita, plagioclasa y opacos.

La roca presenta una incipiente esquistosidad de flujo marcada por la recristalización de mica.

1.1.3b *Metaareniscas*

Roca detrítica madura de color crema y grano medio.

Estudio microscópico.

- Textura: Granoblástica.

- Componentes principales: Cuarzo.
- Componentes accesorios: Moscovita, plagioclasa, sericita, turmalina, clorita y opacos.

La roca original era una arenisca muy madura con poca matriz, que ha sufrido un proceso de metamorfismo regional que provoca una orientación incipiente de las micas.

1.1.3c *Dolomía marmórea*

Se trata de una roca grisácea, de aspecto brechoide con fragmentos cementados por carbonatos.

Estudio microscópico.

- Textura: Cristalina.
- Componentes principales: Dolomía y cuarzo.
- Componentes accesorios: Minerales arcillosos y opacos.

La roca original era una brecha dolomítica débilmente recrystalizada, y presenta una silicificación incipiente.

1.1.3d *Metaconglomerados*

Roca conglomerática con cantos angulosos de hasta 5 mm de diámetro.

Estudio microscópico.

- Textura: Blastosamítica.
- Componentes principales: Cuarzo, sericita y opacos.
- Componentes accesorios: Clorita y Turmalina.

La roca era un antiguo conglomerado con cantos de cuarzo y fragmentos de roca, principalmente de composición cuarcítica y filítica. La matriz orientada con recrystalización de sericita.

1.2 DOMINIO SEPTENTRIONAL

De la parte norte de la zona de estudio, afloran una serie de materiales de naturaleza eminentemente detrítica, que producen claras alineaciones en el terreno, y que afloran al norte de la Unidad de "El Cubito". El contacto de estos materiales con la citada unidad es por medio de una gran fractura, interpretada como un desgarre sinestroso (Falla Beja-Valdelarco) que desplaza todos los materiales del norte hacia el oeste, originando la aparición de

otro macizo vulcano-sedimentario, correlacionable con el de Aracena, en la zona de El Rosal de la Frontera (España)-Ficalho (Portugal). No obstante, hay que indicar que, fuera de la zona de estudio, concretamente en las Hojas de Aroche y Encinasola, el contacto de estas series son la Unidad de "El Cubito" es gradual, siendo a veces imposible determinar con exactitud dicho contacto.

La secuencia que podemos establecer para este dominio es de muro a techo como sigue.

1.2.1 Pizarras y filitas (O_{1-2})

Se trata de una serie monótona de pizarras moscovíticas de colores grises-verdosos, a veces morados, muy foliadas, entre las que se intercalan niveles cuarcíticos esporádicos de potencia milimétrica.

Afloran en dos bandas paralelas de dirección N-110°E, dan formas positivas en el relieve, y condicionan la topografía más abrupta de este dominio.

Los materiales que afloran en la banda más meridional aparecen en secuencia normal por debajo de los materiales silúricos y devónicos, en un flanco normal de Fase I, verticalizado posteriormente por la Fase III.

El contacto de estos materiales con las series superiores coincide con un cambio brusco de topografía, y ha sido interpretado, a veces, como un contacto mecánico de gran envergadura; de acuerdo con los datos de este trabajo, dicha caída de pendiente está condicionada por la naturaleza de los materiales, ya que el contacto es, a grandes rasgos, normal; aunque no son descartables laminaciones y movimientos locales en conexión con una época de cizalla tardía que afecta a la zona.

Estos mismos materiales aparecen en la banda septentrional muy verticalizados, a veces con vergencia contraria, y por encima de los materiales silúricos; ejemplos de ello los tenemos en la Sierra de Hinojales. Los criterios tectónicos indican que estamos en un flanco invertido, el cual ha sido plegado por otra fase posterior subcoaxial, dando interferencias del tipo "cabezas buzantes".

La conexión entre uno y otro afloramiento se realiza a través de un pliegue sinclinal de tercera fase, roto por la zona de charnela, que a su vez pone en contacto dos flancos distintos de un sinclinal tumbado de primera fase hercínica.

La columna levantada sobre estos materiales es la siguiente:

Al muro unos 200-220 m de esquistos, pizarras y pizarras cuarcíticas, de colores generalmente verdosos; muy localmente morados. La base de este horizonte no se conoce, ya que está laminada por la falla "Beja-Valdelarco"; no obstante, en la hoja de Encinasola se le ha estimado una potencia total de 250-300 m para este horizonte.

Por encima del tramo anterior se encuentra un paquete de unos 150-200 m de pizarras verdes arenosas, con nivelillos de pizarras moradas, y con intercalaciones cuarcíticas en lechos de 1 a 2 cm. Sobre estos materiales aparece un paquete de pizarras verdes que alternan con lechos cuarcíticos de potencia milimétrica, y cuya potencia es de unos 140-170 m.

Hacia el techo de la formación, los materiales se van haciendo progresivamente más detríticos, aumenta el contenido de cuarzo, óxidos de hierro, y el tamaño de los clastos de moscovita; este horizonte de unos 20 m de potencia, nos marca el tránsito a otros materiales más groseros que serán tratados a continuación.

Esta serie está datada en Portugal desde principios de siglo por NERY DELGADO, J.P. (1908), quien encuentra impresiones de graptolites del género *Didymograptus* en las proximidades de Barrancos (Portugal); posteriormente la serie ha vuelto a ser datada varias veces, y se le asigna una edad Ordovícico inferior (puede incluso que se alcance el Ordovícico medio). Pese a las dataciones paleontológicas, ha habido autores que han situado estos materiales en el Silúrico (BARROS y CARVALHOSA, 1968), hecho comprensible si se trabaja en zonas más septentrionales, donde estos materiales aparecen en el núcleo de falsos sinclinales ("cabezas-buzantes"). BARD, J.P. (1969) los sitúa en el Ordovícico-Silúrico, no los diferencia de los "Esquistos de El Cubito", y da una secuencia normal desde las calizas de Aracena hasta los materiales devónicos.

GUTIERREZ ELORZA, M. (1970) y, posteriormente VAZQUEZ GUZMAN, F. y FERNANDEZ POMPA, F. (1976), atribuyen estos materiales al Devónico, cayendo posiblemente en el mismo error que BARROS y CARVALHOSA (op. cit.).

Estos materiales se correlacionan con los "Xistos de Barrancos" de los geólogos portugueses.

Los materiales que constituyen esta formación son muy homogéneos, y casi todas las muestras se han clasificado como filitas.

Estudio microscópico.

- Textura: Lepidoblástica.
- Componentes principales: Sericita, moscovita, cuarzo.
- Componentes accesorios: Clorita, turmalina, óxidos de hierro, opacos y albita.

La roca deriva de sedimentos pelítico-arcillosos, que alternan con finos niveles arenosos (escala microscópica).

Se observan dos esquistosidades; la primera de flujo, con reorientación de minerales filíticos, y una segunda de fractura, que produce una reorientación mecánica de la roca.

1.2.2 Grauvacas y metaareniscas (O₂₋₃)

En el tránsito gradual sobre los materiales anteriormente descritos, reposan unos bancos constituidos fundamentalmente por grauvacas y/o metaareniscas, con abundante moscovita y óxidos de hierro, que se intercalan con niveles pizarrosos.

Aparecen siempre acompañando a las pizarras anteriormente descritas, y tienen mayor entidad en el afloramiento más septentrional, donde su potencia varía de 50 a 100 metros.

En el afloramiento meridional, estos materiales sólo aparecen en el borde occidental, y presentan potencias comprendidas entre 5 y 10 metros. Como hemos indicado, hacia el este desaparecen llegándose a poner en contacto directamente las pizarras y filitas del Ordovícico con los materiales del Silúrico.

Estos materiales pasan gradualmente a las pizarras y filitas inferiores, y se depositan en un medio somero y oxidante, como lo pone de manifiesto la presencia de moscovita y óxidos de hierro de origen secundario, así como la presencia de huellas de reptación de gusanos. Representan, por tanto, una etapa de emersión o colmatación de la cuenca ordovícica.

Como hemos indicado, aparecen por encima de las pizarras anteriormente descritas, las cuales vimos que tenían una edad Ordovícico Inferior, aunque no descartábamos la posibilidad de que llegaran al Ordovícico Medio; es por ello que le asignamos a estos tramos una edad Ordovícico Medio y posible Ordovícico Superior.

Estos materiales se corresponden con las grauvacas de Serra Colorada de los geólogos portugueses.

Estudio microscópico.

- Textura: Blastosamítica o clástica con matriz orientada.
- Componentes principales: Cuarzo, minerales sericítico-arcillosos y moscovita.
- Componentes accesorios: Turmalina, circón y opacos.

Roca original arenisca con una fracción clástica de granos de cuarzo subredondeados y de tamaño uniforme, unidos por una matriz sericítico-arcillosa reorientada y metamorfizada.

1.2.3 Filitas y cuarcitas grafitosas ($S_1^A - S_1^B$)

Bien sobre las filitas y pizarras, bien sobre las grauvacas y metaareniscas del Ordovícico, aparecen unos materiales constituidos por los siguientes términos:

- Pizarras sericíticas satinadas de color gris.
- Pizarras grafitosas (ampelitas) de colores negros en corte fresco, y de color ceniza cuando se alteran.
- Cuarcitas tableadas oscuras (liditas) que alternan con ampelitas, y dan bancos de 5 a 15 cm de espesor.

Estos materiales dan formas deprimidas en el terreno y constituyen un horizonte de gran valor estratigráfico y cartográfico.

Todos los niveles anteriores, tienen una potencia conjunta comprendida entre 35 y 50 m según los puntos.

Este horizonte está datado desde finales del siglo pasado, época en que GONZALO Y TARIN, J. (1878) describe, por primera vez, la fauna de graptolites del norte de la provincia de Huelva. Posteriores hallazgos han sido realizados por: SCHNEIDER, H. (1951); BARD, J.P. (1969); GUTIERREZ ELORZA, M. (1970) y VAZQUEZ GUZMAN, F. et. al. (1976).

Durante la realización de la Hoja de Aracena, hemos detectado varios yacimientos de fósiles, (ver muestras AI-1117 y AI-1138) con fauna de *Monograptus* y *Spirograptus* que han proporcionado una edad Llandovery Superior – Tarannon Inferior.

Estos materiales pueden estar parcialmente laminados en algunos afloramientos, preferentemente en el más meridional, ya que existe una etapa de cizalla tardía que produce desgarres subparalelos a las estructuras; no obstante, en cartografía se da un afloramiento continuo de estos materiales, ya que siempre aparecen aunque sea con potencias muy reducidas (uno o tres metros); este hecho es fácilmente comprobable en el extremo oriental del afloramiento más meridional, concretamente en la mina de La Palanca.

Estos tramos de gran homogeneidad presentan las siguientes variedades petrológicas.

1.2.3.a Liditas

Son rocas silíceas de color gris oscuro y fractura concoidea.

Estudio microscópico.

- Textura: Inequigranular de grano fino.

Petrológicamente están clasificadas como *chert*; son rocas de compo-

ción eminentemente cuarcíticas, en las que se observa una amplia dispersión de cristales aciculares de pequeño tamaño y cuya identificación es difícil; principalmente son moscovita y rutilo.

1.2.3b *Filitas grafitosas (ampelitas)*

Se presentan siempre muy alteradas, lo que no ha permitido una toma de muestra adecuada para su estudio microscópico.

1.2.4 **Pizarras oscuras con cloritoides** ($S_{1-2}^{B-B} D_p$)

Concordantemente sobre las ampelitas y liditas ($S_1^A-S_1^B$), sólo en la parte superior de la Hoja, aparece una monótona serie de pizarras con finas intercalaciones arenosas de potencia milimétrica. Se trata de una serie muy homogénea, constituida fundamentalmente por pizarras y pizarras cuarcíticas que cuando se alteran lo hacen a colores pardo-rojizos; en corte fresco son materiales de color oscuro (verde oscuro), y de aspecto brillante.

Afloran en una banda de extensión inferior a 1 km², y dentro de la zona no aparecen los términos más característicos de esta serie, la cual está mejor definida en zonas más occidentales del orógeno (Hoja de Encinasola).

La potencia real de estos materiales es imposible de precisar, ya que no se conoce el techo de la misma, por estar siempre mecanizado; no obstante, hay que estimarla en unos 150 m, como mínimo.

Respecto a la edad, estos materiales hay que integrarlos en el mismo ciclo sedimentario que las ampelitas y liditas, y por encima de ellas, por lo que le asignamos una edad Silúrico-Superior y, posiblemente, Devónico Inferior.

Estudio microscópico.

- Textura: Esquistosa.
- Componentes principales: Cuarzo, moscovita, óxidos de hierro y cloritoide (este último a veces como componente accesorio).
- Componentes accesorios: Turmalina, circón, clorita, biotita y esfena.

1.2.5 Filitas, grauvacas y microconglomerados (S_{1-2}^{B-B} D p-cg)

Por encima de las filitas y cuarcitas grafitosas, y en tránsito gradual sobre ellas, aparecen un tramo continuo de pizarras grauvacas y niveles microconglomeráticos que sólo aparecen en el afloramiento más meridional. En el terreno son fácilmente identificables, pues coinciden con una pequeña alineación de cerros situada inmediatamente al norte de la caída del relieve, provocada por la aparición de los materiales silúricos.

La secuencia de muro a techo es la siguiente:

Los primeros treinta metros están formados por una alternancia de pizarras negras, carbonosas, parecidas a las del Silúrico con lechos de grauvacas en bancos de 5 a 15 cm, que contienen pequeñas cantidades de sulfuros comúnmente alterados a limonita; algunos de los tramos de grauvacas son auténticos microconglomerados. Después, unos setenta metros de pizarras con lechos de areniscas en bancos de 5 a 10 cm. Inmediatamente por encima, una alternancia centimétrica de areniscas y pizarras con frecuentes intercalaciones microconglomeráticas; este horizonte tiene una potencia aproximada de noventa metros. Por último, al techo, una alternancia milimétrica de pizarras cuarcíticas tableadas que intercalan lechos microconglomeráticos de 5 a 15 cm. de espesor; en este horizonte se observan manifestaciones de este nivel y el siguiente, lo que nos indica un tránsito gradual en la sedimentación.

La potencia total del tramo es de unos 225-250 metros.

La edad de este tramo debe estar comprendida entre el Silúrico Superior-Bajo y el Devónico Inferior; nos basamos para ello en dos hechos fundamentales:

a) La base, constituida por pizarras negras y grauvacas grisáceas, descansa concordantemente sobre las pizarras negras carbonosas (ampelitas) datadas como Silúrico Inferior Alto-Silúrico Superior Bajo.

b) Hacia el techo, el episodio microconglomerático ha arrojado datos paleontológicos: LOTZE, F. (1942) señala la existencia de crinoides en una serie de pizarras y grauvacas microconglomeráticas; TEXEIRA, C. (1951) y ROMARIZ, C. (1966) han descrito una serie de grauvacas con fragmentos de vegetales que pueden representar el Devónico Inferior.

Estos materiales ocupan la misma posición respecto a las filitas y cuarcitas grafitosas ($S_1^A - S_1^B$) que los anteriormente descritos, y deben de representar un cambio lateral a ellos.

Por último hay que señalar que los tramos microconglomeráticos presentan cantos de pizarrosas con una esquistosidad anterior a la de la

matriz; este hecho tiene un profundo significado tectónico y será comentado más adelante en el capítulo correspondiente.

Este tramo está constituido fundamentalmente por dos variedades petrológicas: a) filitas y b) grauvacas; cuando el tamaño de grano de estas últimas rocas es grande le llamamos microconglomerados.

1.2.5.a *Filitas*

Se trata de rocas grisáceas, foliadas, satinadas y con estructura pizarrosa.

Estudio microscópico.

- Textura: Lepidoblástica-granolepidoblástica.
- Componentes principales: Cuarzo y moscovita-sericita.
- Componentes accesorios: Turmalina, clorita y opacos.

Presentan una esquistosidad de flujo marcada por la distribución paralela de los materiales micáceos y una débil recrystalización del cuarzo.

Roca original: eran sedimentos pelíticos arcillosos.

1.2.5.b *Grauvacas*

Son rocas foliadas, de color gris, y grano fino a medio.

Estudio microscópico.

- Textura: Granolepidoblástica.
- Componentes principales: Cuarzo, sericita, plagioclasa y moscovita (estas últimas a veces como componente accesorio).
- Componentes accesorios: Turmalina, apatito, circón, clorita, biotita y opacos.

La roca está formada por una serie de clastos, principalmente de cuarzo y plagioclasa, y de una matriz filítica orientada, con pequeños cristales de cuarzo parcialmente recrystalizados, definiendo junto con los minerales micáceos una incipiente esquistosidad de flujo.

1.2.6 **Flysch de filitas, grauvacas, conglomerados y lentejones carbonatados** (D₂H^A) (D₂H^A c) (D₂H^A cg)

Se engloba dentro de este apartado una secuencia tipo *flysch* de características bastante constantes, que intercala finos niveles microconglomerados.

meráticos e incluso conglomeráticos de forma esporádica, así como algunos lechos calcáreos.

Afloran en dos bandas: la primera, más meridional, es de mayor amplitud; tiene una superficie de afloramiento de unos 60 km², ocupa el núcleo de un gran sinclinatorio de fase I, que define una zona deprimida en el terreno, y recorre la Hoja de Este a Oeste.

El afloramiento más septentrional se sitúa al sur del gran accidente que separa los dominios nororiental y septentrional y ocupa una extensión aproximada de 1 km².

La secuencia estratigráfica se puede establecer sólo en el afloramiento más meridional y es la siguiente:

a) La sedimentación comienza con una alternancia milimétrica de pizarras de color verde oscuro y cuarcitas de colores blanquecinos, con esporádicos niveles de arcosas y microconglomerados, idénticos a los descritos anteriormente.

La potencia de este horizonte es de unos trescientos metros.

b) Le siguen después unos doscientos cincuenta m de unos niveles constituidos casi exclusivamente por pizarras algo arenosas.

c) Después, la sedimentación se hace más arenosa, empiezan a aparecer de nuevo niveles grauváquicos y microconglomerados; hacia el techo la serie es una alternancia de pizarras y cuarcitas. La potencia de este horizonte es como mínimo de doscientos metros.

Intercalados en la serie y en relación con los tramos más altos, aparecen unos niveles calcáreos que están bien representados en la carretera vecinal de Cortelazor a Hinojales. Se trata de un nivel de calizas marmóreas, algo arenosas, de poca potencia (uno a dos metros), y escasa extensión lateral de afloramiento.

Estos tramos han sido estudiados en detalle por BELTRAN, F. (1976) en el sector de Las Contiendas (N. de Aroche), donde les asigna un carácter de turbiditas proximales. En nuestra opinión estos materiales constituyen un auténtico *flysch* orogénico, y proceden del desmantelamiento del orógeno que se está formando.

Los materiales que integran el afloramiento septentrional se sitúan entre dos fracturas y ocupan una extensión aproximada de 0,5 km². Este afloramiento puede seguirse en la Hoja de Higuera la Real, donde adquiere mayor entidad y donde hemos encontrado fósiles atribuidos al Devónico.

Respecto a la edad hay que tener en cuenta: a) CARVALHO et al. (1971) expresan que el Devónico de la banda Barrancos-Estremoz, está constituido por un *flysch* típico pizarroso-grauváquico, con restos de plantas, crinoides y coralaris; b) la comparación con el Devónico Inferior, epicon-

tinental, de la región de Barrancos, lleva a suponer que se trata de un Devónico más alto (quizás Medio-Superior); c) al norte de la Sierra de Las Contiendas, BELTRAN, F. encuentra artejos de crinoides que según QUINTERO, I. pertenecen al Devónico Medio-Superior, llegando incluso al Carbonífero Inferior. d) en la Hoja de Sta. Olalla del Cala, y en los tramos carbonatados del *flysch*, se han encontrado crinoides que parece que alcanzan al Carbonífero Inferior (VAZQUEZ GUZMAN, F. comunicación oral).

En consecuencia, y para los materiales aflorantes, les asignamos una edad comprendida entre el Devónico y el Carbonífero Inferior; y las partes altas las correlacionamos con los materiales de la misma edad que aparecen en el Dominio nororiental.

Las rocas que constituyen este tramo, son petrológicamente similares a las del apartado anterior, se diferencian de ellas por: a) menos cantidad de grauvacas, b) alternancia rítmica milimétrica de filitas y niveles cuarcíticos.

1.2.6.a *Pizarras y/o filitas*

Son rocas grisáceas de grano fino, foliadas, a veces satinadas con frecuencia se observa una alternancia de bandas sericítico-moscovíticas con otras cuarzo-moscovíticas.

Estudio microscópico.

- Textura: Lepidoblástica.
- Componentes principales: Cuarzo, moscovita-sericita.
- Componentes accesorios: Clorita, albita, turmalina y opacos (preferentemente óxidos de hierro).

Se observa una esquistosidad de flujo poco evolucionada por el crecimiento paralelo de minerales filíticos.

La roca deriva de sedimentos pelíticos-arcillosos con finos niveles más cuarcíticos.

1.2.6.b *Grauvacas*

Estas rocas son petrográficamente idénticas a las del apartado anterior (1.2.5.b).

1.2.6.c *Calizas*

Estudio microscópico.

- Textura: Esquistosa.
- Componentes principales: Calcita.
- Componentes accesorios: Minerales arcillosos.

Roca original carbonatada impura, que ha sufrido un proceso de recristalización metamórfica, puesto de manifiesto por la orientación de los granos de calcita.

1.2.6.d Conglomerados

Roca conglomerática con clastos heterogranulares, algunos mayores de cuatro centímetros, inmersos en una matriz sericítico-clorítica.

Estudio microscópico.

- Textura: Blástica a blastosamítica.
- Componentes principales: Cuarzo, sericita, clorita, plagioclasa.
- Componentes accesorios: Leucoxeno, circón y opacos.

La roca está compuesta por clastos, de *chert*, pizarrosos, cineritas, lavas, y clastos de cuarzo volcánico inmersos en una matriz filítica orientada y definiendo una incipiente esquistosidad de flujo.

1.3 UNIDAD DE "EL CUBITO"

En la introducción se hizo mención de esta unidad al señalar que se trataba de una zona mecánicamente especial en la que se mezclan materiales de distinta edad; hemos llegado a esta idea después de haber cartografiado dicha unidad en las Hojas de Encinasola, Aroche, Higuera La Real, Aracena, y Sta. Olalla del Cala, y los hechos que se observan son los que a continuación se expresan:

a) Los llamados esquistos de "El Cubito" sufren una evolución dinámica, distinta que las series vecinas, lo que se manifiesta por:

a₁) Después de la primera fase hercínica, y en relación con estos materiales se segrega gran cantidad de cuarzo, a veces acompañado de clorita.

a₂) Los pliegues y la esquistosidad de fase II (S₂) están más desarrollados dentro de estos materiales.

b) El tránsito a las series vecinas es siempre gradual, tanto a las series vulcano-sedimentarias de Aracena, (éste hecho puede observarse dentro del área de trabajo), así como a las series detríticas del Ordovícico Inferior (Hoja de Encinasola).

c) Se pueden identificar materiales de distintas formaciones, dentro de

lo que habitualmente se ha cartografiado como esquistos de "El Cubito": así en la Hoja de Encinasola (único sitio donde el contacto de dicha unidad con las pizarras del Ordovícico no está mecanizado), pueden observarse dentro de lo que habitualmente se ha cartografiado como esquistos de "El Cubito", materiales idénticos a las pizarras del Ordovícico Inferior. Cuando estudiamos el límite sur de la Unidad de "El Cubito" (hojas de Aroche, Aracena y Sta. Olalla del Cala), observamos que sus tramos más meridionales son muy similares a las formaciones volcano-sedimentarias del Macizo de Aracena, de las cuales se distingue en el campo por las diferencias señaladas en el apartado a).

d) Por último, indicar que en la hoja de Aroche, dentro de la misma unidad, se encuentran unos niveles de metaareniscas relacionadas con ampelitas y liditas, idénticas a las que aparecen más al norte y que se sitúan entre el Ordovícico Medio y el Silúrico Inferior Alto.

Dentro de las observaciones se deduce que "El Cubito" no es una formación con valor cronoestratigráfico, sino una zona mecánicamente especial, posiblemente una zona de cizalla en la cual quedan implicados materiales de distinta edad, y que funciona antes de la segunda fase de plegamiento.

Esta unidad la proponemos como límite septentrional del macizo de Aracena.

Dentro del área de estudio, la Unidad de "El Cubito" aflora en la mitad septentrional, sigue las directrices regionales, y puede seguirse de un extremo a otro de la Hoja. Su contacto, de por sí complejo y difícil de establecer en el campo, está en gran parte mecanizado por un desgarre próximo a E-O que es posterior a las estructuras de fase II; solamente en la mitad occidental puede observarse un tránsito gradual de las series volcano-sedimentarias de Aracena a dicha unidad. Este contacto describe aquí las estructuras de fase II, y debido a la interpretación que damos de dicha unidad, lo pintamos como mecánico.

En cartografía se han distinguido dos tramos diferentes litológicamente.

1.3.1 Filitas y cuarzofilitas sericítico-cloríticas (PC-S)

Las filitas y cuarzofilitas son los materiales más generalizados dentro de la unidad de "El Cubito".

Las filitas aparecen en mayor cantidad y son rocas de grano fino, colores oscuros rojizos, azulados e incluso morados, generalmente satinadas, muy foliadas, y con gran cantidad de cuarzo exudado y replegado.

Estudio microscópico.

- Textura: Lepidoblástica en general, a veces granolepidoblástica.
- Componentes principales: Sericita, moscovita, cuarzo, clorita, minerales arcillosos y localmente cloritoide y biotita.
- Componentes accesorios: Clorita, apatito, biotita, circón, y opacos (óxidos de hierro).

La presencia de minerales opacos es generalizada; en ocasiones quedan los huecos de lixiviación, dando una estructura oquerosa o vacuolar a la roca.

Tres fases de deformación visibles: la primera produce la recrystalización lepidoblástica de los minerales filíticos (S_1) y se segrega abundante cuarzo, a veces acompañado de clorita; durante la segunda fase se produce una reorientación mecánica de la roca y se genera una nueva superficie de discontinuidad (S_2); durante la tercera fase se micropliegan las estructuras anteriores.

La roca original presenta un bandeo sedimentario definido por la alternancia de niveles micáceos-arcillosos y cuarcíticos; algunas veces existen indicios de que estas rocas tengan un posible origen volcánico, pero en la mayoría de los casos se indica una procedencia de sedimentos arcillo-arenosos.

Las cuarzofilitas son rocas de colores claros, más compactas que las anteriores, de las cuales se diferencian por su aspecto más masivo y porque adquieren la esquistosidad con cierta dificultad.

Estudio microscópico.

- Textura: Esquistosa y/o granoblástica.
- Componentes principales: Cuarzo, sericita y en menor cantidad biotita y clorita (esta última a veces como constituyente accesorio).
- Componentes accesorios: Moscovita, plagioclasa, apatito, rutilo y opacos (en su mayoría óxidos de hierro).

En algunas muestras existen rasgos que permiten atribuir a la roca un carácter volcánico; no obstante en la mayoría de los casos se indica que la roca procede de un sedimento pelítico-arenoso.

1.3.2 Metabasitas (PC- S_V)

Dentro de los llamados esquistos de "El Cubito" se han cartografiado, desde hace tiempo, rocas volcánicas de afinidad andesítica, llamadas por BARD, J.P. (1969) metabasitas de la Ribera de Huelva.

Afloran según bandas paralelas a las estructuras, y dentro de la zona de estudio están perfectamente representadas al norte de Aracena, más concretamente entre Carboneras y Corterangel; también pueden verse afloramientos de pequeña extensión al norte de La Corte.

Se trata de rocas verdosas, oscuras a veces, con un bandeado original definido por el mayor o menor contenido de minerales ferromagnesianos; se alteran fácilmente y dan formas deprimidas en el relieve, al menos en relación con los demás materiales de esta unidad.

Son rocas pertenecientes a un volcanismo básico intermedio de afinidad andesítica; en su mayor parte se trata de diabasas y lavas, aunque las tobas también están representadas.

Estudio microscópico.

- Textura: Varía de granonematoblástica a porfídica-holocristalina.
- Componentes principales: Plagioclasa (oligoclasa-andesina), tremolita, moscovita, sericita, biotita, y cuarzo.
- Componentes accesorios: Epidota, clorita, feldespato potásico, esfena, leucoxeno, apatito, circón, carbonatos y óxidos de hierro.

Los carbonatos parece que proceden de las plagioclasas. Son frecuentes los fenómenos de propilitización.

La roca deriva de una volcanita básica-intermedia (diabasa-andesita). Actualmente y debido a los procesos metamórficos, a la roca hay que llamarla anfibolita y/o esquisto anfibólico, no obstante, empleamos el término más genérico de metabasitas para diferenciarlas de las anfibolitas del dominio metamórfico.

Esta Unidad ha sido situada entre el Cámbrico y Ordovícico por BARD, J.P. (1969); GUTIERREZ ELORZA, M. (1970) la sitúa en el Cámbrico, y no la distingue de las series vulcano-sedimentarias de Aracena; y VAZQUEZ GUZMAN, F. y FERNANDEZ POMPA, F. (op. cit.) la sitúa en el Devónico, sin establecer de forma clara su relación con las series vulcano-sedimentarias de Aracena, a las que asignan una edad Cámbrica.

En este trabajo se le asigna una edad Precámbrico-Silúrico, ya que en nuestra opinión, son éstos los materiales que quedan implicados dentro de la unidad.

1.4 DOMINIO CENTRAL

Como ya se ha indicado, queda limitado al N por la Unidad de "El Cubito", y al S por una gran fractura. En conjunto, los materiales de este dominio tienen un carácter vulcano-sedimentario con tramos carbonatados.

Este dominio está dividido en dos por una gran fractura que nos imposibilita relacionar, de forma directa, los materiales que aparecen a uno y otro lado; es por ello que distinguimos dos subdominios, y trataremos más adelante el problema de la correlación entre unos y otros materiales.

Los dos subdominios distinguidos se denominan:

Subdominio Central A

Subdominio Central B

1.4.A Subdominio central A

Los materiales que integran este subdominio constituyen un complejo vulcano-sedimentario con vulcanitas ácidas (tobas, lavas, cineritas y tufitas), vulcanitas básicas (diabasas, lavas y tobas), rocas mezcla de ambos vulcanismos, rocas detríticas (aunque siempre con cierta influencia volcánica) y rocas carbonatadas.

De muro a techo se han diferenciado, habitualmente, los siguientes términos (BARD, J.P. 1969).

- a) Formación de La Umbría – Precámbrico.
- b) Formación Carbonatada. (Dolomías de Aracena) – Cámbrico.
- c) Formación vulcano-sedimentaria de tendencia ácida (–Porfiroides de Jabugo) – Cámbrico-Ordovícico Inferior.
- d) Formación vulcano-sedimentaria de tendencia básica (serie de La Corte) – Cámbrico-Ordovícico Medio.

En el presente trabajo mantendremos a grandes rasgos estas divisiones; no obstante, los términos c) y d) (Porfiroides de Jabugo y serie de La Corte) los integramos en una única formación vulcano-sedimentaria, y distinguiremos dentro de ella 6 términos. Este criterio ha sido adoptado después de estudiar la zona a escala 1:10.000 y comprobar que es imposible establecer un límite claro entre una y otra formación.

Dentro de este subdominio se han distinguido las siguientes estructuras: (BARD, J.P. 1969).

- a) Anticlinal de Fuenteheridos – La Umbría
- b) Sinclinal de Aguafría

El Anticlinal de Fuenteheridos-La Umbría es una antiforma tardía de tercera fase Hercínica. El Sinclinal de Aguafría es una estructura sinesquistosa de fase I hercínica, que cierra con forma de sinclinal en el flanco invertido de la anterior estructura.

Estos dos hechos son fundamentales y nos obligan a pensar que partimos de una serie invertida durante la primera fase hercínica.

Según este esquema, la secuencia de muro a techo sería la siguiente:

Formación vulcano-sedimentaria

Formación carbonatada

Formación de La Umbría

El primer término podría corresponderse con las series volcano-sedimentarias del Precámbrico Superior.

La Formación carbonatada se correlaciona, como habitualmente se viene haciendo, con las calizas del Cámbrico.

La Formación de La Umbría, que generalmente se ha atribuido al Precámbrico Superior, planea ciertos problemas dentro de este esquema; no obstante, existen fundados argumentos para pensar que el contacto entre esta formación y el horizonte carbonatado es mecánico. Es por ello que nos abstenemos de establecer una relación entre ambas formaciones, ponemos el contacto como dudoso, y la Formación de La Umbría la correlacionamos, como habitualmente se ha hecho, con los materiales de la Serie Negra que aparecen en el núcleo del Anticlinorio Olivenza-Monesterio.

1.4.A.1 *Formación de La Umbría (PC)*

Geoméricamente por debajo del horizonte carbonatado (dolomía de Aracena) aflora una serie eminentemente detrítica (a veces con aportes volcánicos), que aparecen en el núcleo de la antiforma tardía de Fuenteheridos – La Umbría.

Aflora en una extensión aproximada de unos 6,5 km², y en el campo se relaciona con formas deprimidas del relieve.

En cartografía es una banda continua que se puede seguir desde el borde oriental de la Hoja hasta las proximidades de Alájar; está surcada por una serie de fracturas de dirección aproximada N-60°E (son desgarrres sinestrosos) que la desplazan hacia el SO.

La antiforma, en relación con la cual afloran estos materiales, está surcada también por fracturas paralelas a las estructuras que la laminan en parte.

El límite norte de esta formación queda definido por la aparición de un horizonte carbonatado continuo, y es aparentemente más tranquilo que el del S, no obstante, y en relación con dicho contacto, hay que señalar:

- a) La base de la Formación Carbonatada reposa sobre diferentes tramos de La Formación de La Umbría, (hecho éste que puede observarse en la Hoja de Sta. Olalla del Cala).
- b) En relación con dicho contacto, al NE de Aracena, aparece un granito cataclástico cuyo afloramiento es paralelo a las estructuras.
- c) Localmente se observan choques de capas entre la Formación de la Umbría y el citado nivel carbonatado.

Este contacto ha sido interpretado como discordante por BARD, J.P. (1969), y concordante por VAZQUEZ GUZMAN F. et. al. (1975).

A nuestro juicio, puede que sea mecánico, posiblemente un cabalgamiento similar a los que aparecen en otras zonas de Ossa-Morena, y en relación con los cuales afloran granitos cataclásticos.

Los materiales que constituyen esta formación son preferentemente esquistos y cuarzo-esquistos, aunque, localmente, puede observarse una alternancia milimétrica de lechos cuarcíticos y pelíticos.

Se trata siempre de una roca grisácea, por lo general de grano fino; a veces con fenocristales de cuarzo y feldespatos inmersos en una matriz de naturaleza filítica. Algunas muestras de este tramo han evidenciado, al menos en parte, un posible origen volcánico (AI-324).

Estudio microscópico.

- Textura: Lepidoblástica a granolepidoblástica.
- Componentes principales: Cuarzo, biotita marrón a roja, plagioclasas, moscovita y, localmente, grafito.
- Componentes accesorios: Turmalina, circón, rutilo y opacos.
- Componentes secundarios: Sericita (de alteración de plagioclasa) y clorita (proviene de la biotita).

En algunas muestras se observan clastos de cuarzo y feldespatos de claro origen volcánico.

Se establecen tres fases de deformación: la primera simetamórfica con blastesis de minerales filíticos (moscovita y biotita); la segunda, a veces muy penetrativa, produce una reorientación mecánica de la roca, e incluso puede que algunos de los minerales felíticos sean de neoformación; una tercera fase produce un microplegado de las superficies anteriores.

La roca original eran sedimentos lutíticos con cuarzo; a veces alternancia milimétrica de niveles lutíticos y arenosos.

En las proximidades de las rocas graníticas tardías, se observa una blastesis helicítica de moscovita, biotita y andalucita (esta última en las zonas más internas); este hecho es perfectamente observable al oeste de Aracena, en el kilómetro 29.200 de la carretera que va de Cortegana a Aracena.

Al techo de esta formación aparecen unos bancos cuarcíticos de coloración oscura, de escasa potencia y poca continuidad lateral, que no han sido diferenciados en cartografía.

Entre dichas cuarcitas y el horizonte carbonatado aparecen conglomerados, compuestos exclusivamente por cantos arcósicos y clastos monomineralicos de cuarzo y feldespato; están por regla general muy deformados (aplastados según planos paralelos a la esquistosidad) y los cantos alcanzan tamaños de unos 10 cm de longitud. Afloran lenticularmente y adquieren su máximo desarrollo en la vertiente sur de la Sierra de San Ginés (OSO de

Aracena), donde se encuentran interestratificados dentro de los esquistos y/o cuarzoesquistos, pero en relación con unos tramos que presentan carácter volcánico.

Estudio microscópico.

- Textura: Granolepidoblástica en detalle.
- Componentes principales: Cuarzo, plagioclasa, feldespatos, biotita verdosa-marrón y moscovita.
- Componentes accesorios: Opacos concentrados en niveles y circón.
- Componentes secundarios: Oxidos en fracturas, sericita (de alteración de plagioclasas), cuarzo y moscovita.

El cuarzo y el feldespato potásico aparecen en forma de clastos monocristalinos de origen volcánico, o bien en agregados granoblásticos de la mesostasis; también como componentes de fragmentos de rocas de composición arcósica.

Se observan dos fases de deformación: la primera es de flujo, con blastesis de moscovita, biotita y recristalización parcial del cuarzo; y otra posterior que produce un microplegado de las superficies anteriores.

Tanto la cartografía como el estudio petrográfico, invitan a relacionar estos conglomerados con las rocas volcánicas; máxime si se tiene en cuenta que en la matriz existen fragmentos claramente volcánicos. A nuestro juicio se trata de conglomerados intraformacionales relacionados con períodos de inestabilidad en la cuenca, creada por la actividad volcánica.

Las rocas volcánicas asociadas a los conglomerados son de color gris oscuro, de grano fino, orientadas, y donde a simple vista se distinguen los megacristales de cuarzo.

Estudio microscópico.

- Textura: Blastoporfídica esquistosa.
- Componentes principales: Cuarzo, feldespato potásico, moscovita y biotita.
- Componentes accesorios: Anfíbol (serie tremolita-actinolita) epidota, carbonatos, rutilo, clorita, leucoxeno y opacos.

El cuarzo se presenta generalmente en forma de porfiroblastos con golfos de corrosión; también aparece en la matriz (ver muestras A1-40 y A1-42).

El feldespato potásico es en parte también de origen volcánico.

La matriz está constituida por cuarzo, parcialmente recristalizado, moscovita, biotita y anfíboles; estos minerales se orientan paralelamente y definen una esquistosidad de flujo neta.

La roca original era una toba riolítica.

Esta formación ha sido atribuida habitualmente al Precámbrico (BARD,

J.P. 1969, y VAZQUEZ GUZMAN, F. et. al., 1976). Según el esquema que proponemos, estos materiales estarían situados por encima del horizonte carbonatado, y habría que asignarle una edad Cámbrico Inferior o más alto; no obstante, recordemos que el contacto entre ambas formaciones puede que sea mecánico, lo que nos imposibilitaría establecer de forma clara las relaciones entre ambas. En el plano, este contacto va como dudoso y a la Formación de La Umbría le vamos a asignar una edad Precámbrica, debido a sus analogías con los materiales de la llamada Serie Negra, y que se saben se sitúan por debajo de las formaciones volcano-sedimentarias del Precámbrico Superior.

1.4.A.2 *Formación volcano-sedimentaria*

1.4.A.2.1 Metavulcanitas ácidas (PC₂-CA₁e)

Constituyen, sin duda, la diferenciación cartográfica más ampliamente representada de todos los términos de la Formación volcano-sedimentaria. Afloran de un extremo a otro del área de estudio; aparecen al norte de Aracena, pasan por Fuenteheridos y Galaroza, donde las capas se bifurcan en dos ramas; una que describe la Antiforma de Fuenteheridos-La Umbría, y otra que no cambia de dirección y que se continúa hasta el norte de Cortegana, ayudada por un conjunto de fracturas de dirección aproximada E-O.

Se agrupan aquí todo tipo de vulcanitas ácidas de afinidad riolítica o riodacítica. Principalmente son tobas de diferente tamaño de grano, (volcanismo explosivo). Los tramos predominantes son de grano medio y colores claros; los más finos (se confunden con cineritas), son de colores grises.

Las tobas de grano grueso, se sitúan, por lo general, próximas a las alineaciones de vulcanitas aglomeráticas, lavas y brechas. Lateralmente disminuye su tamaño de grano; pasan a tobas finas que se distribuyen en áreas más extensas, y al elejarse de las posibles áreas fuente, llegan a mezclarse con la serie volcano-sedimentaria específica, y con materiales sedimentarios (por ejemplo calcáreos), o también con vulcanitas de distinto carácter, como andesitas.

Lo anteriormente señalado es lo que podríamos considerar la secuencia tipo, puesto que en la práctica todos los materiales llegan a ponerse en contacto con la mayor parte de los otros; este hecho puede ser debido tanto a los notables cambios de facies que se dan con el volcanismo, sobre todo cuando es de actividad explosiva, como a intercalaciones de los otros materiales.

Las tobas, en especial las de grano medio, tienen su mejor representación en bandas al N de Aracena-Los Marines-Fuenteheridos.

Las lavas son minoritarias en el conjunto de vulcanitas ácidas, y su localización más concreta; generalmente son de grano fino, con textura felsítica, y las hay bandeadas (el bandeo queda definido bien por el tamaño de grano, bien por la proporción de micas), aunque también las hay masivas; con relativa frecuencia toman coloraciones verdosas, preferentemente en bandas, por la presencia de clorita.

Aunque la disposición de las lavas es en bandas preferenciales, pasan con relativa frecuencia a tobas de la misma composición, tanto transversal como longitudinalmente. La zona más representativa es la Sierra de La Cadena, y su continuación hacia el E a veces se componen casi exclusivamente de sílice de grano muy fino, y pueden confundirse con *cherts* o cineritas síliceas, pues parece existir transición entre riolitas chertificadas y aquéllas. Los estudios petrológicos las refieren a veces como cuarcitas y cuarcitas feldespáticas, indicando su procedencia volcánica. Del mismo modo, muchas tobas finas son clasificadas como filitas.

Las tufitas son mezcla de productos volcánicos y sedimentos, es lo que, de forma estricta, se puede llamar "serie volcano-sedimentaria". La parte volcánica que se mezcla suele ser la más fina.

En la zona de El Repilado-Los Romeros, estos materiales están clasificados como gneises cuarzo-feldespáticos, alternan con gneises biotíticos y rocas básicas; a nuestro juicio se trata de los tramos inferiores de la serie, y son los equivalentes más metamórficos de los afloramientos que aparecen al N de Los Marines y Aracena, donde las vulcanitas ácidas se mezclan con metabasitas y filitas.

En el flanco sur de la antiforma de Fuenteheridos-La Umbría, vuelven a repetirse fenómenos similares, y aquí son los tramos más altos de la serie, los que alcanzan un metamorfismo considerable (aparece sillimanita).

Esta serie alcanza su máximo desarrollo al N del El Repilado, donde estos materiales aparecen repetidos por fracturas de dirección E-O. Hacia el E (N de Aracena), se adelgaza considerablemente debido también a efectos de tipo mecánico.

La potencia no puede determinarse, ya que en ningún sitio puede observarse una secuencia ininterrumpida de ella, debido a la intensa fracturación del macizo; no obstante, hay que estimarla en unos 1.200 metros como mínimo.

Para hacernos una idea de la complejidad de esta serie, enumeremos a continuación los términos diferenciados en los estudios realizados por el I.G.M.E. a escala 1:10.000 y 1:5.000. Estos son:

- a) Metavulcanitas ácidas.
- b) Lavas y tobas soldadas.
- c) Rocas aglomeráticas.
- d) Tobas de grano grueso.
- e) Tobas de grano fino y tufitas.
- f) Metacineritas y metabasitas.
- g) Tobas feldespáticas.
- h) Tobas y filitas oscuras.

El primer apartado es un término general en el que se agrupan todos los materiales volcánicos de tendencia ácida; no obstante, se especifica que en su mayoría son tobas.

Los materiales de los apartados b), c) y d) aparecen relacionados en el campo, y representan productos volcánicos próximos a zonas de emisión.

Los materiales agrupados en los apartados e), f) y g) representan variaciones locales dentro del apartado a).

Las tobas y filitas oscuras indican una regresión del vulcanismo ácido y aparecen próximas a las primeras manifestaciones de vulcanitas básicas.

Estos tramos no han sido diferenciados en el presente trabajo, ya que es materialmente imposible representarlos a escala 1:50.000.

Las distintas variedades petrológicas son las siguientes:

1.4.A.2.1a Tobas

Son rocas en las que predominan el color claro, de blanquecino a grisáceo, de grano medio a fino, y en general con buen desarrollo de la esquistosidad.

Estudio microscópico.

– Textura: Granolepidoblástica, a veces esquistosa y en algunas muestras cataclástica.

– Componentes principales: Cuarzo, plagioclasas, biotita, feldespato potásico y opacos.

– Componentes accesorios: Epidota, clorita, esfena, circón, leucoxeno, apatito, opacos.

– Componentes secundarios: Opacos, óxidos, clorita y sericita.

La matriz recristalizada durante el metamorfismo, se orienta y define una esquistosidad de flujo (S_1) marcada por la disposición lepidoblástica de los minerales filíticos, y por la reorientación y/o recristalización del cuarzo; esta esquistosidad está, a veces totalmente transpuesta por una segunda esquistosidad de fractura (S_2) que produce una reorientación mecánica de la roca: una tercera fase produce un microplegado de las superficies anteriores.

La roca original era una toba de naturaleza ácida, como lo demuestran los siguientes hechos: la composición de la roca; b) las formas clásticas de los fenocristales; y c) la presencia de cristales de cuarzo con golfos de corrosión.

El hecho de que estos materiales se interstratifiquen con rocas carbonatadas obliga a pensar en un vulcanismo ácido explosivo, depositado en una cuenca junto a carbonatos.

Las tobas más finas se clasifican como filitas y/o cuarzo-filitas; no obstante, en muchas de ellas se señalan rasgos volcánicos.

1.4.A.2.1.b Tobas soldadas y lavas

Son rocas de colores claros, blancuzcos a grisáceos, de grano fino, masivas o ligeramente orientadas.

Estudio microscópico.

— Textura: Granoblástica, porfídica, hipocristalina, a veces se observan texturas fluidales.

— Componentes principales: Cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico.

— Componentes accesorios.— Sericita, clorita, biotita, opacos (pirita), óxidos de hierro y circón.

Tienen algunos fenocristales de feldespato y cuarzo, pero lo dominante es cuarzo y feldespatos microcristalinos, que componen la matriz, la cual suele estar recristalizada por metamorfismo. A veces se aprecian procesos de desvitrificación, y en muchos casos llegan a conservarse restos de textura felsíticas.

Con frecuencia han sufrido un proceso hidrotermal después de una brechificación (las fracturas se rellenan de cuarzo, óxidos de hierro, clorita, etc.). Localmente hay anfíboles reemplazando a plagioclasas.

Los opacos son a veces intersticiales, pero la mayoría aparecen en fracturas y rodeados por clorita.

1.4.A.2.1c Toba aglomerática

Son rocas de color blanquecino, rosado o grisáceo, grano fino a medio, con fragmentos de varios milímetros generalmente más claros, y de aspecto brechoide por lo general.

Estudio microscópico.

— Textura.— Granolepidoblástica, a menudo se sobreimpone otra cataclástica (brechoide); la matriz a veces con textura felsítica.

— Componentes principales.— Cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, micas (biotita, clorita, sericita); en ocasiones también opacos.

— Componentes accesorios.— Opacos, apatito, leucoxeno, circón; a veces, feldespato potásico, clorita, sillimanita, epidota, granate, anfíbol.

Lo común de estas rocas es la presencia de núcleos o agregados cuarzo-feldespáticos, incluidos en una matriz fina, predominantemente de cuarzo, feldespatos y micas. A veces existen fenocristales de cuarzo y feldespatos con tendencia a textura clástica recrystalizada. Es frecuente observar fenómenos hidrotermales que progresan a través de fracturas e introducen feldespato potásico, magnetita y clorita; a veces con sulfuros (blenda y otros).

1.4.A.2.1d Toba cristalina de grano grueso

Son rocas de color gris claro, masivas y granulares, a veces con cierta orientación.

Estudio microscópico.

— Textura.— Granolepidoblástica.

— Componentes principales.— Cuarzo, feldespato potásico y minerales sericíticos-arcillosos.

— Componentes accesorios.— Opacos, moscovita o clorita (secundaria), circón, leucoxeno; y en una muestra jarosita secundaria.

Están constituidas fundamentalmente por numerosos cristales de cuarzo y feldespato potásico; también aparecen algunos fragmentos de rocas (tobáceas) y de vidrio, insertos, en una matriz de sericita, moscovita, cuarzo y feldespato potásico.

Existen zonas que sugieren posible origen vítreo con procesos posteriores de desvitrificación.

En una muestra aparece jarosita, que proviene de la alteración supergénica de sulfuros, los cuales están incluidos en la matriz y parecen de cristalización tardía.

1.4.A.2.1e Metacineritas

Son rocas de color gris oscuro, grano fino y orientadas.

Estudio microscópico.

— Textura.— Lepidoblástica.

— Componentes principales.— Minerales arcillosos, feldespato potásico, cuarzo y biotita.

— Componentes accesorios.— Opacos, óxidos de hierro.

Tienen matriz clorítico-arcillosa, con esquistosidad de flujo incipiente. El feldespato potásico y el cuarzo aparecen en pequeños granos granulados o triturados. Hay diseminación de minerales metálicos, alrededor de los cuales se ha formado una aureola de cristales de biotita orientados; ello indica neoformación de biotita por metamorfismo, como reacción de minerales arcillosos y de hierro.

La roca se clasifica como una metavulcanita (probablemente metacinerita) ácida.

1.4.A.2.1f Gneises cuarzo-feldespáticos

En las zonas más metamórficas (flanco invertido de la antiforma de Fuenteheridos-La Umbría) las metavulcanitas ácidas anteriores, están clasificadas en el estudio petrológico como gneises cuarzo-feldespáticos, de las que son sus equivalentes metamórficos.

Se trata de rocas de colores gris-verdosos, algo orientadas, grano medio a fino y, a veces, con un bandeo definido por el mayor o menor contenido en cuarzo y/o feldespato.

Estudio microscópico.

- Textura: Por lo general granolepidoblástica.
- Componentes principales: Cuarzo, feldespato potásico, biotita y clorita (esta última secundaria a partir de la biotita).
- Componentes accesorios: Plagioclasa, moscovita, granate, sericita y sillimanita.

Se observan dos fases de deformación: la primera es la responsable de la disposición lepidoblástica de las micas, la segunda produce un suave microplegado.

Hay que destacar la presencia de biotita y moscovita con cristalización transversa a S_1 (ver muestras AI-167 y 241).

En muchas muestras se observan rasgos que indican que la roca procede de antiguos materiales volcánicos, preferentemente de origen tobáceo (la muestra AI-166 se clasifica como metatoba), e incluso de antiguos vidrios riolíticos con texturas fluidales (AI-140).

Como se ha indicado anteriormente, el término diferenciado como metavulcanitas ácidas en cartografía, engloba una serie de tramos del vulcanismo ácido imposibles de representar a la escala del presente trabajo, no obstante se han tratado en el apartado de petrología.

También hay que recordar la existencia de pequeños afloramientos de rocas básicas y de carbonatos, o bien de rocas mezcla que tampoco se pueden diferenciar; estos términos no se tratan en este epígrafe por ser idénticos a los que se describen a continuación.

Por último cabe indicar que la muestra Al-1.137 se clasifica como una cuarcita, si bien en su origen se señala que procede de un *chert*.

1.4.A.2.2 Metacineritas grises y gneises biotíticos (PC₂-CA₁ f)

Los términos diferenciados en este subdominio son unas rocas oscuras de grano fino, muy foliadas, y que condicionan formas positivas en la topografía.

Afloran en una banda de gran continuidad, que puede seguirse desde el extremo oriental de la Hoja hasta el norte de Los Marines, donde quedan laminadas por una fractura de dirección próxima a este-oeste, que pone en contacto mecánico los materiales del complejo volcano-sedimentario con la Unidad de "El Cubito". Hacia el oeste, entre Los Marines y Galaroza, estos materiales pierden entidad y en la cartografía aparecen como pequeños horizontes interestratificados entre las metavulcanitas ácidas, y sin una relación clara con las metabasitas. Más el oeste y en la zona comprendida entre Mina María Luisa y La Corte, vuelven a aparecer estos materiales en relación con las metabasitas.

Entre el Repilado y Los Romeros, aparecen rocas similares que se intercalan con rocas básicas; lateralmente, y a medida que nos desplazamos al SE., aparecen gneises biotíticos relacionados también con rocas básicas. Ambos materiales presentan rasgos volcánicos, y al igual que sucedía en el apartado anterior, tenemos que aceptar un aumento de metamorfismo hacia el SE y pensar que los gneises biotíticos son el equivalente más metamórfico de las cineritas grises.

Según los hechos anteriormente expuestos, parece deducirse que hay vulcanismo ácido a muro y techo del grupo de rocas que siempre aparecen en relación con las cineritas. Tenemos que plantearnos, por consiguiente, una doble posibilidad: a) existe un único vulcanismo ácido coetáneo en cierto momento con emisiones de rocas volcánicas básicas y/o sedimentación carbonatada; b) existen dos vulcanismos ácidos, separados por un episodio de vulcanitas básicas, a grandes rasgos simultáneos con la precipitación de carbonatos en la cuenca. Por el momento nos inclinamos por la primera solución ya que las posibles rocas que definirían el supuesto vulcanismo ácido II son idénticas a las del vulcanismo I; no obstante pensamos

que es éste un problema abierto, pendiente de estudios más específicos que el que se aborda en el presente trabajo.

Dentro de este tramo se distinguen las siguientes variedades petrológicas.

1.4.A.2.2a Metacineritas grises

Son rocas apizarradas, grano fino, con tonos morados y/o grisáceos oscuros, frecuentemente con brillo satinado.

Estudio microscópico.

- Textura: Indistintamente lepidoblástica y esquistosa.
- Componentes principales: Cuarzo, sericita, moscovita, minerales arcillosos, y a veces biotita, epidota y feldespato potásico.
- Componentes accesorios: Opacos, óxidos de hierro, material carbonoso, apatito, turmalina y leucoxeno.

El cuarzo y el feldespato ocasionalmente como fenocristales en una matriz fina.

La epidota puede llegar a ser un mineral fundamental en algunas muestras, se trata de una epidota con manganeso (piemontita) que da una coloración morada a la roca.

En otras ocasiones se incrementa la proporción de grafito hasta llegar a ser componente mayoritario, y le da a la roca una coloración oscura.

Se observan tres fases de deformación: la primera (S_1) es responsable de la esquistosidad de flujo; la segunda (S_2) produce una reorientación mecánica de la roca; la tercera se presenta como un suave microplegado.

En algunas muestras se observan claros indicios de que, estas rocas, se han formado, al menos en parte, por acúmulo de material volcánico; hay algunas de ellas que se han clasificado como cineritas, o bien como rocas mixtas con aportes detríticos y vulcanogénicos.

1.4.A.2.2b Gneis biotítico

Se trata de rocas orientadas, de grano fino, colores oscuros y a veces con un bandeado definido por la concentración de biotita y feldespatos según bandas.

Estudio microscópico.

- Textura: Gneílica y/o granolepidoblástica.
- Componentes principales: Cuarzo, biotita, feldespato potásico y plagioclasa.

— Componentes accesorios: Moscovita, circón, turmalina, andalucita, apatito, cordierita y sillimanita.

Se observan tres fases de deformación: la primera es la responsable de la esquistosidad de flujo de la roca; la segunda produce una reorientación mecánica de los minerales; la tercera da lugar a un suave microplegado de las anteriores superficies.

La roca original era un sedimento cuarzo-pelítico, en el que se observan rasgos que indican la presencia de aportes volcánicos (muestra AI-249).

1.4.A.2.3 Metabasitas de afinidad andesítica (PC₂-CA₁ a)

Sobre los materiales descritos anteriormente, puede reconocerse un episodio de metavulcanitas básicas a lo largo de todo el área de estudio; aparecen siempre asociadas con productos finos del vulcanismo ácido, con niveles de mármoles blancos y/o grises que trataremos a continuación, o bien con materiales equivalentes (rocas mezcla y rocas de silicatos cálcicos).

En la parte occidental de la Hoja se individualizan dos grandes afloramientos de rocas básicas; a nuestro juicio se trata del mismo nivel repetido por falla.

Hay que indicar, que interestratificadas con el vulcanismo ácido aparecen intercalaciones de rocas básicas que no van en relación con niveles de mármoles, y cuya extensión de afloramientos es siempre bastante reducida; estos materiales los podemos observar, por ejemplo, al sur de Galaroza.

En estos materiales existen importantes cambios laterales, pasando de una roca masiva clasificada bien como diabasa o lava andesítica, a rocas esquistosas clasificadas como esquistos verdes y/o esquistos cloríticos, y que a nuestro juicio representan términos más distales del mismo vulcanismo (posiblemente tobas).

Las diabasas y lavas son rocas masivas, a veces bandeadas, poco orientadas (toman mal la esquistosidad); presentan disyunción en bolos, siguen por regla general las estructuras, y es por ello que nos inclinamos a pensar que se trata de emisiones de rocas lávicas; no obstante, hay ciertos afloramientos como los que se observan al este de Navahermona, en los que estas rocas parecen no guardar relación con las directrices regionales, y donde nos inclinamos a interpretarlas como una intrusión subvolcánica del mismo magmatismo.

En el flanco invertido de la antifforma de Fuenteheridos-La Umbría, y más concretamente entre La Corte y Los Romeros, estos materiales están perfectamente representados en cartografía; pueden observarse varias bandas

de anchura variable que alcanzan hasta 1 km al N de El Repilado. Aparecen en forma de lentejones que se pierden lateralmente, y están íntimamente relacionados con las metacineritas y/o gneises biotíticos, con los cuales alternan a veces en bancos de potencia centimétrica, siendo entonces imposible su diferenciación, y englobándolo todo en el término predominante.

También aparecen en relación con las rocas mezcla del apartado siguiente.

En este último afloramiento, puede observarse un aumento del metamorfismo a medida que nos desplazamos al SE, pasándose de facies esquistos verdes a facies anfibolitas.

Dentro de este apartado se engloban las siguientes variedades petrológicas.

1.4.A.2.3a Diabasas, tobas y lavas

Son rocas de color verde, tamaño de grano variable desde grueso en las diabasas a medio y fino en lavas y tobas. Las diabasas y lavas presentan una esquistosidad grosera y aspecto masivo; las tobas suelen ser bandeadas y muy esquistosas.

Estudio microscópico.

– Textura: Nematoblástica (granonematoblástica), granolepidoblástica y lepidoblástica. En algunas muestras (diabasas y lavas) quedan restos de texturas ofíticas o subofíticas.

El bandeo litológico observado en los términos tobáceos, viene definido por las diversas proporciones de los componentes mayoritarios.

– Componentes principales: Plagioclasa, anfíbol (generalmente de la serie tremolita-actinolita), cuarzo, biotita, y, en los niveles más tobáceos minerales cloríticos-arcillosos. En algunos casos también se observa diópsido.

– Componentes accesorios: Apatito, esfena, circón, moscovita, epidota y opacos.

Los piroxenos, cuando los hay, han sufrido transformación a anfíbol verde-clorita-epidota, y pueden ser heredados (muestra AI-68), o bien de recristalización metamórfica (muestra AI-19).

Las plagioclasas por regla general están alteradas a sericita.

La recristalización metamórfica varía según la roca original.

1.4.A.2.3b Anfibolitas

Estos materiales presentan los equivalentes más metamórficos de los descritos anteriormente; se diferencian de ellos por su mayor recristalización

metamórfica, y la aparición de la hornblenda en vez de tremolita-actinolita.

Por regla general se clasifican como ortoanfibolitas, pero en bastantes casos se puntualiza su procedencia de materiales volcánicos de composición andesítica (muestras AI-243 y 245).

1.4.A.2.4 Rocas mezcla y de silicatos cálcicos (PC₂-CA₁ v)

Son rocas bandeadas, de coloración variada; por regla general de grano fino y bien esquistosadas. En realidad estas rocas son una mezcla centimétrica o milimétrica de materiales de distinta composición. Se distinguen los siguientes materiales: a) niveles claros que originalmente fueron tobas ácidas (riolitas); b) banda de coloración oscura que representan a antiguas cineritas y/o sedimentos con materia carbonosa; c) bandas de tonalidades verdosas que derivan de rocas volcánicas básicas-intermedias; d) niveles finos carbonatados que, por metamorfismo, han pasado a rocas de silicatos cálcicos. Estos últimos niveles, a veces adquieren mayor desarrollo, llegan a potencias de varias decenas de metros; y han sido diferenciados en cartografías de mayor detalle (1:10.000).

Afloran en la parte NO del área de estudio; pueden observarse al N de Galaroza, en las proximidades de Mina María Luisa, en El Repilado, y en el flanco invertido de la Antiforma de Fuenteheridos-La Umbría.

En definitiva, estas rocas mezcla parecen representar una síntesis, en corto espacio (potencia), de todos los materiales representados en este subdominio. Ello es debido, por una parte, a los pronunciados cambios de facies en ambientes volcánicos; y por otra, a la particular paleogeografía de la cuenca, con abundantes zonas de umbrales producidos por alineaciones de focos o fisuras y las respectivas cuencas entre ellos creadas.

Dentro de este apartado distinguimos dos variedades litológicas.

1.4.A.2.4a Rocas mezcla

Son rocas bandeadas, esquistosas, generalmente de color verde oscuro, también de tonos grises y negros.

Estudio microscópico.

- Textura: Nematoblástica y granolepidoblástica. A veces gneísica.
- Componentes principales: Cuarzo, anfíbol (actinolita-tremolita), hornblenda, plagioclasas, sericita, epidota, clorita, feldespato potásico, dióxido, calcita, minerales arcillosos y moscovita.
- Componentes accesorios: Opacos, leucoxeno, minerales arcilloso-

micáceos, plagioclasa, cuarzo, anfíbol, esfena, prehnita, circón, diópsido, apatito y calcita.

El bandeado viene marcado por capas de composiciones mineralógicas distintas; alternan capas de epidota-clorita, con capas de cuarzo-plagioclasas, o sericita y/o moscovita-epidota; otras veces las diferencias entre bandas se reducen a pequeños cambios en las proporciones relativas de los minerales (opacos, cuarzo y anfíboles).

Dentro de estas bandas pueden destacar los granos de cuarzo, plagioclasas, anfíboles y/o piroxenos; el aspecto clástico de estos cristales indica muchas veces que proceden de materiales piroclásticos.

1.4.A.2.4b Rocas de silicatos cálcicos

Son rocas de grano fino a medio, color verdoso, orientadas y con aspecto sacaroideo ocasional.

Estudio microscópico.

– Textura: Granoblástica y granonematoblástica.

– Componentes principales: Epidota, anfíbol monoclinico (hornblenda y/o actinolita-tremolita), diópsido y plagioclasas. En algunas muestras también cuarzo, escapolita e incluso magnetita.

– Componentes accesorios: Opacos, cuarzo, plagioclasa, actinolita-tremolita, epidota, feldespato potásico, clorita, apatito, granate, diópsido y prehnita.

El cuarzo y las plagioclasas tienen carácter clástico, elongados según la esquistosidad, e indican, la mayoría de las veces, su procedencia volcánica. Se observan fenómenos de metasomatismo; y el feldespato potásico suele estar relacionado con ellos.

Estas rocas se clasifican como epidotitas, *skarns* de epidota, para-anfibolitas, etc. En las zonas más metamórficas se alcanzan los gneises diopsídicos y, en muchos casos, se indica que proceden de rocas mixtas, con aportes cuarzo-feldespáticos, posiblemente volcánicos, simultáneos a la precipitación de carbonatos.

1.4.A.2.5 Calizas marmóreas blancas ($PC_2 - CA_1$ c)

Próximas siempre a la aparición de las vulcanitas básicas y las filitas, aparecen unas bandas discontinuas de mármoles que se pueden seguir a lo largo de toda el área de estudio.

Estas rocas varían lateralmente; al N de Aracena son mármoles impuros, con clastos de cuarzo y plagioclasas, que denotan una sedimentación mixta con una parte de precipitación química y otra con aportes posiblemente volcánicos.

Hacia el oeste estos materiales se disponen lantejónarmente, en bandas que se siguen desde el N de Aracena hasta las proximidades de Jabugo; buenos afloramientos se encuentran en el pueblo de Galaroza. Son calizas marmóreas muy puras de color blanco, y parcialmente dolomitizadas; a veces llegan a ser auténticas dolomías y entonces la coloración es crema o gris.

Estas rocas se sitúan próximas a las metabasitas y metacineritas, y a veces las encontramos interestratificadas con las metavulcanitas ácidas; en otras ocasiones los niveles carbonatados que aparecen entre las metacineritas e incluso entre las metabasitas, son muy finos, y ante la imposibilidad de poder cartografiarlos se han englobado en un término comprensivo al que hemos denominado rocas mezcla.

En el contacto entre las metavulcanitas ácidas y las calizas, se observan con frecuencia niveles de aspecto tobáceo con gran cantidad de carbonato en la matriz, y que han sido clasificados como metatobas calcáreas y/o esquistos calcáneos.

La potencia de estos niveles varía entre 0 y 200 metros.

Estudio microscópico.

- Textura: Granoblástica.
- Componentes principales: Carbonato calco-magnésico, calcita, cuarzo, moscovita, biotita, epidota y granate.
- Componentes accesorios: Anfíbol (tremolita-actinolita), opacos, minerales arcillosos, esfena y plagioclasas.

La mayor parte de estas rocas son calizas muy puras, constituidas fundamentalmente por calcita, localmente están dolomitizadas. También hay que señalar la presencia de niveles filíticos, en relación con los cuales aparecen los minerales de silicatos cálcicos.

Las rocas originales son calizas y calizas impuras formadas por aportes de productos volcanogénicos, principalmente finos (cineritas) simultáneos a la precipitación de carbonatos.

El estudio petrológico las refiere, a veces, como mármoles calcáneos, calizas arcillosas, mármoles micáceos-arcillosos.

Localmente hay muestras clasificadas como mármoles con granate, que aparecen en relación con la aureola de contacto de cuerpos intrusivos (*skarn* de granate).

1.4.A.2.6 Calcoesquistos (PC_2 - CA_1 ce)

A muro de las dolomías y sólo en determinados puntos, se han podido diferenciar unos materiales esquistosos de grano fino y coloración oscura, que han sido clasificados como calcoesquistos.

Afloran al NO de Alájar, en la zona del cierre perianticlinal de la anti-forma tardía de Fuenteheridos-La Umbría, estando mejor representados en el flanco invertido de dicha estructura.

Estos materiales están constituidos por depósitos carbonatados junto con aportes cuarzo-lutíticos, en gran parte de origen volcánico (tobas). Su aparición marca el tránsito del tramo carbonatado a la Formación volcano-sedimentaria. La potencia máxima de estas rocas es de 80 metros.

Estudio microscópico.

- Textura: Lepidoblástica o granolepidoblástica.
- Componentes principales: Carbonatos (calcita, dolomita), cuarzo, feldespato potásico, minerales arcillosos y micáceos, epidota.
- Componentes accesorios: Opacos, esfena, apatito, clorita.

Derivan, por metamorfismo regional, de materiales complejos, mezcla de productos volcanogénicos finos (cineritas) y que se depositan junto a rocas carbonatadas, en algunos casos el aporte del material volcánico fino no es claro, pudiendo ser sedimentario.

Como consecuencia del metamorfismo se han producido reacciones y difusiones de ambos tipos de materiales.

Suele apreciarse una superficie de esquistosidad marcada por la orientación de las micas; a veces, una segunda fase produce micropliegues de las anteriores estructuras.

1.4.A.3 Formación carbonatada (PC_2 - CA_1 d)

Inmediatamente por encima de los anteriores materiales, aparece un episodio carbonatado constituido fundamentalmente por mármoles dolomíticos y calizas en menor proporción, que representan un horizonte de gran valor cartográfico y estratigráfico. Afloran desde las proximidades de Jabugo hasta el extremo oriental del área de estudio; dan formas positivas en el relieve (Sierra del Pero, Sierra de San Ginés, etc.) y condicionan los relieves más abruptos de la Sierra de Aracena. El afloramiento de estos materiales es continuo, salvo los desplazamientos provocados por los desgarres sinistrosos de dirección aproximada N 60°E. Hay varios puntos donde estos materiales alcanzan gran extensión de afloramiento: el primero se sitúa al oeste

de Aracena, y es una repetición estructural por un pliegue de Fase II; el segundo se sitúa al norte de Alájar, donde las capas cierran en relación con una antiforma de tercera fase hercínica (Antiforma de Fuenteheridos-La Umbría). En el flanco normal de la citada estructura, al S de Fuenteheridos, puede observarse en la cartografía una interferencia con un pliegue de primera fase, que contribuye a aumentar la extensión de rocas carbonatadas.

Los mármoles son masivos, de grano fino a medio, de colores grises, blancos y beige, con una pátina de alteración a colores marrones oscuros. A menudo es difícil distinguir los planos de estratificación de la roca, ya que ésta aparece en el campo de forma masiva, e intensamente diaclasada.

Hacia el muro del tramo carbonatado es frecuente observar niveles de sílice sedimentaria, así como frecuentes intercalaciones de vulcanitas ácidas interestratificadas; este hecho tiene gran importancia, pues nos indica que el tránsito de la Formación volcano-sedimentaria a la Formación carbonatada es de tipo gradual.

Estudio microscópico.

- Textura: Granoblástica.
- Componentes principales: Dolomita, calcita, y ocasionalmente actinolita-tremolita, cuarzo, moscovita, flogopita, feldespato potásico y opacos.
- Componentes accesorios: Opacos (sulfuros, hematites), clorita, calcita, cuarzo, apatito, minerales arcillosos, moscovita, barita y esfena.

Se trata de rocas carbonatadas compuestas por un mosaico de granos de dolomita y en menor cantidad calcita.

En algunas muestras la presencia de cuarzo, tremolita, moscovita, flogopita, etc... llega a ser muy importante (caliza marmórea con tremolita), están en relación con fenómenos hidrotermales tardíos, al parecer posteriores al hidrotermalismo responsable de las mineralizaciones de óxidos y sulfuros.

En el flanco invertido de la antiforma de Fuenteheridos —La Umbría, estas calizas aparecen más recristalizadas, y presentan minerales de metamorfismo de grado medio, como por ejemplo dióxido (ver muestra BS-2030).

Por último, indicar que englobamos dentro de este apartado los afloramientos dolomíticos que aparecen mezclados con las series volcánicas entre Fuenteheridos y Jabugo; estos niveles, cuyo emplazamiento plantea ciertos problemas, volverán a ser tratados en el capítulo de tectónica.

Respecto a la edad de este tramo, hay que decir que ha sido atribuido al Cámbrico por BARD, J.P. (1969), GUTIERREZ ELORZA, M. (1970) y VAZQUEZ GUZMAN, F. y al. (1975); nosotros compartimos esta opinión, ya que parecen idénticas a las calizas y dolomías del Cámbrico que aparecen en el flanco invertido del eje Olivenza-Monesterio.

La potencia del tramo de mármoles es de unos 250-400 m.

1.4.A.4 *Resumen sobre los materiales del subdominio central A*

Como resumen respecto a los materiales representados en este subdominio, se pueden definir a grandes rasgos los siguientes grupos generales:

a) Los materiales más bajos de la serie están constituidos por una secuencia volcano-sedimentaria con aportes de tobas ácidas y cineritas del mismo volcanismo así como rocas volcánicas básicas de afinidad andesítica, mezcladas a veces con niveles de carbonatos.

b) Por encima aparece un potente horizonte de vulcanitas ácidas, preferentemente tobas, que intercalan escasos episodios de rocas básicas y cineritas.

c) Al techo, un episodio dolomítico, al cual se pasa gradualmente a través de unas rocas mixtas, con aportes de vulcanitas y carbonatos (calco-squistos).

En resumen, podemos definir una doble polaridad dentro de esta secuencia volcano-sedimentaria:

1) Hay un aumento de la actividad del vulcanismo ácido a medida que subimos en la serie.

2) Hacia el muro las rocas presentan rasgos afines a rocas detríticas, y se mezclan de forma irregular los productos del vulcanismo ácido y básico.

Respecto a la edad de la Formación volcano-sedimentaria, hay que indicar que no existen argumentos paleontológicos ni dataciones absolutas que nos permitan establecerla. Por su posición respecto a las calizas de Aracena, ha sido atribuida habitualmente al Cámbrico y al Ordovícico; BARD, J.P. (1969), VAZQUEZ GUZMAN, F. y al. (1976); en nuestra opinión se trata de las series volcano sedimentarias del Precámbrico Superior.

A la hora de pasar estos datos a normas MAGNA, hay que tener en cuenta que por el momento y para esta zona, no está establecido el límite entre el Precámbrico y el Cámbrico. Por otra parte, el tránsito entre la Formación carbonatada de edad Cámbrico Inferior, y la Formación volcano-sedimentaria de edad Precámbrico Superior, es gradual; y en el campo podemos encontrar rocas mixtas o bien una alternancia de dolomías y vulcanitas. Es por todo ello que a los niveles de la Formación volcano-sedimentaria y de la Formación Carbonatada, les vamos a asignar una edad Precámbrico Superior – Cámbrico Inferior.

1.4.B **Subdominio Central B**

Al sur del Subdominio central A, afloran una serie de materiales entre los que predominan los siguientes tipos de rocas : gneises cuarzo-

feldespáticos (derivados de antiguas vulcanitas ácidas), gneises biotíticos, rocas básicas ortoderivadas, carbonatos, y rocas mixtas.

En conjunto se trata de una secuencia volcano-sedimentaria con niveles carbonatados muy parecida a la descrita anteriormente. BARD, J.P. (1969) agrupa estos materiales en las siguientes unidades:

- a) Gneises alumínicos de Fuente del Oro.
- b) Gneises calcomagnesianos de Almonaster.
- c) Anfibolitas de Acebuches.

Correlaciona estas unidades con los materiales del Subdominio A (porfíroides de Jabugo y Serie de La Corte). El mismo criterio es seguido por VAZQUEZ GUZMAN, F. y FERNANDEZ POMPA, F. en 1975.

Durante la realización de este trabajo hemos llegado a conclusiones parecidas, respecto a las dos primeras unidades; sin embargo las anfibolitas de Acebuches las relacionamos con los materiales del Dominio Meridional.

La secuencia establecida es, a grandes rasgos y de muro a techo, la siguiente:

1.4.B.1 *Gneises cuarzo-feldespáticos, localmente gneis biotítico y/o anfibólico y/o piroxénico (PC₂ρ)*

Englobamos dentro de este término una serie de materiales gneísicos de colores claros y naturaleza cuarzo-feldespática, que constituyen los materiales más abundantes de este subdominio. Por regla general, de origen volcánico, a menudo finamente bandeadas con lechos más o menos feldespáticos y/o biotíticos. Intercalados entre estos materiales, es frecuente observar lentejones calcáreos de potencia variable (1–200 m) como los que afloran al E de Alájar, Linares de la Sierra y Aracena; así como niveles de rocas anfibólicas de origen orto-derivado.

El tránsito de los gneises cuarzo-feldespáticos a las rocas carbonatadas se hace por medio de unas rocas que denotan una sedimentación mixta, con aportes cuarzo-feldespáticos simultáneos con la precipitación de carbonatos; estos materiales se nos presentan actualmente como gneises con anfíboles o con diópsido, y han sido diferenciados en la cartografía donde los afloramientos tienen suficiente entidad, o bien en las zonas en que la escala del trabajo lo ha permitido.

Los materiales aquí tratados afloran en una banda continua que va desde un borde al otro del área de trabajo, y pasan por Aracena, Linares de La Sierra, Los Romeros y Cortegana.

Dentro del presente apartado se han distinguido las siguientes variedades petrológicas:

1.4.B.1.a Gneis cuarzo-feldespático

Son rocas de color marrón o marrón oscuro, por regla general esquistosas, a veces masivas, de grano fino, aunque a veces se pueden observar a simple vista fenoblastos de cuarzo y/o feldespato.

A veces la roca presenta un bandeo microscópico definido por la mayor o menor concentración de feldespato potásico, biotita y opacos respecto al cuarzo.

Estudio microscópico.

– Textura: Granoblástica y/o granolepidoblástica, y sólo en contadas ocasiones se observan texturas blastoporfídicas.

– Componentes principales: Cuarzo, feldespato potásico, moscovita, biotita y plagioclasa (las micas y la plagioclasa pueden a veces entrar como constituyentes accesorios de la roca).

– Componentes accesorios: Circón, esfena, apatito, epidota, leucoxeno, opacos y minerales arcillosos (secundarios).

Las rocas han sufrido dos fases de deformación; la primera sinmetamórfica es responsable de la disposición lepidoblástica de los minerales filíticos y de la recristalización del cuarzo; una segunda fase visible sólo en algunos casos produce una nueva esquistosidad de fractura.

1.4.B.1.b Gneis cuarzo-feldespático con biotita

Roca esquistosa de grano fino, color gris, en la que a veces se observa un bandeo centimétrico condicionado por la mayor o menor cantidad de cuarzo y/o biotita.

Estudio microscópico.

– Textura: Granolepidoblástica en general.

– Componentes principales: Cuarzo, biotita marrón rojiza, feldespato potásico y a veces plagioclasas y cordierita.

– Componentes accesorios: Moscovita, circón, turmalina, apatito y sillimanita.

– Componentes secundarios: Oxidos y minerales clorítico-arcillosos.

El feldespato potásico se concentra preferentemente en los niveles pobres en biotita (ver muestra AI-249).

Se observan también agregados sericíticos provenientes de la alteración de antiguas andalucitas (ver muestra AI-347).

Por último, destacar la presencia de minerales del grupo de la serpentina (pinnita), procedentes de la alteración de antiguas cordieritas.

Generalmente se observa una sola esquistosidad, definida por la disposición lepidoblástica de la biotita (esquistosidad de flujo); no obstante, en algunas muestras puede observarse una segunda esquistosidad que produce una reorientación mecánica de la roca, llegando, incluso, a recrystalizar biotita en relación con esta segunda fase.

Dentro de las zonas cartografiadas, en este apartado, aparecen gneises anfibólicos y diopsídicos de origen orto o paraderivado, que por su pequeña extensión no han sido diferenciados en cartografía; tampoco se tratan en el presente apartado, ya que son petrológicamente idénticos a los que trataremos a continuación.

De las 21 muestras estudiadas, un 66% de ellas muestran rasgos volcánicos, en un 25% de ellas no muestran rasgos característicos de su posible origen, y en un 9% de los casos, muestran evidencias de un origen paraderivado; en consecuencia pensamos que estas rocas proceden de un vulcanismo ácido de carácter explosivo de naturaleza riolítica o riocácica, depositados en una cuenca marina, en el que se pueden ver aportes de sedimentos autógenos.

1.4.B.2 *Ortoanfíbolitas y gneises anfibólicos* (PC₂ § A)

Se trata de rocas de color verde oscuro, a veces grisáceo, esquistosas, con tamaño de grano variado aunque predomina medio a fino y, en ocasiones, algo bandeadas.

Afloran, con mayor o menor desarrollo, a lo largo de toda la banda del Subdominio Central B; hacia el E de Alájar quedan reducidas a lentejones de pequeñas dimensiones con varios cientos de metros de corrida, que no se han distinguido en cartografía, sino que se ha englobado en el término general de gneises cuarzo feldespáticos, localmente gneis biotítico y/o anfibólico y/o piroxénico.

Están en contacto con todo tipo de materiales representados en este subdominio, pero aparecen en relación más estrecha con los gneises grafitosos, y afloran preferentemente entre el vértice Almonaster y el borde occidental de la Hoja.

Del mismo modo, aparecen en relación con los gneises diopsídicos, y a veces es imposible separarlos; incluso muchas de estas rocas están clasificadas al microscopio como gneises diopsídicos, no obstante se señala su origen ortoderivado. Es este un punto en el que hay que prestar atención, pues las rocas que englobamos en este apartado bajo el nombre de ortoanfíbolitas son rocas básicas ortoderivadas, y pueden ser clasificadas en el estudio de

lámina delgada como anfibolitas y/o gneises anfibólicos y, cuando el metamorfismo es mayor, como gneises diopsídicos. Es importante no confundir estas rocas con los gneises diopsídicos y/o anfibólicos que, si bien pueden llegar a tener la misma mineralogía que las rocas que nos ocupan, proceden de rocas mixtas en las que hay aportes de carbonatos.

Estudio microscópico.

– Textura: Generalmente granonematoblástica, a veces lepidoblástica.
– Componentes principales: Anfíbol (hornblenda) plagioclasas y diópsido. Frecuentemente también cuarzo, y a veces opacos, biotita, granate, epidota y ortopiroxenos.

– Componentes accesorios: Opacos, biotita, actinolita-tremolita, esfena, circón, epidota y leucoxeno. Los óxidos, la sericita, clorita y biotita, suelen ser minerales secundarios de alteración.

La plagioclasa y los anfíboles y/o piroxenos forman un mosaico, aunque estos dos últimos minerales aparecen, a veces, aislados. El cuarzo es intersticial.

Las rocas con ortopiroxeno aparecen en el borde occidental de la Hoja, al SW de Cortegana y en el estudio de lámina delgada, son clasificadas como granulitas (muestra Al-1104).

Como ya hemos indicado, estas rocas proceden de rocas ígneas básicas, que por su distribución respecto a los demás materiales, hay que interpretarlas como productos de un volcanismo básico quizás submarino (se mezclan con rocas carbonatadas).

La potencia varía entre 0 y 350 metros, y los mejores afloramientos aparecen al SO de Cortegana.

1.4.B.3 *Granito anatéxico de afinidad charnockítica (ortogneis) (PC₂ Ⅲ)*

En tránsito gradual con los Gneises de Fuente del Oro (apartado siguiente), encontramos en el campo una roca granítica deformada (ortogneis), que procede sin duda de la fusión de los materiales anteriores (anatexia). Se trata de una roca de color grisáceo, orientada y, por lo general, rica en biotita.

Se encuentra generalmente muy alterada y dando formas deprimidas en el terreno; cuando la roca está fresca suele presentar disyunción en bolos.

Aflora en una banda continua que puede seguirse desde un extremo a otro del área de trabajo, se puede ver al sur de Cortegana, Alájar, Linares de La Sierra y Aracena.

Intercalados dentro de este ortogneis pueden observarse cuarcitas ne-

gras, así como lentejones marmóreos idénticos a los que aparecen con los gneises grafitosos y con los gneises cuarzo-feldespáticos; este hecho puede observarse al este de Linares de la Sierra.

La asociación ortogneis-gneises grafitosos no es observable en toda el área de estudio; siguiendo este criterio podemos distinguir dos zonas: a) una oriental, en la cual no aparecen los gneises grafitosos, y que quedaría definida entre Alájar y el borde oriental de la Hoja; b) otra occidental, donde se puede observar dicha asociación; es justo en estas zonas, donde se ve el tránsito gradual entre ambos tipos de rocas.

En la zona central el ortogneis se pone directamente en contacto con los gneises cuarzo-feldespáticos; el tránsito no se realiza a través de los gneises grafitosos, y este hecho puede explicarse de dos formas:

- a) Los gneises grafitosos están laminados por efectos mecánicos.
- b) Los gneises grafitosos han sido totalmente granitizados.

De estas dos soluciones nos inclinamos por la segunda, ya que en ambas zonas y en relación con el tránsito bien del ortogneis, bien de los gneises grafitosos a los gneises cuarzo-feldespáticos, aparece un lentejón discontinuo de mármoles blancos que pensamos es el mismo.

La potencia del ortogneis varía lateralmente y está condicionada por el metamorfismo; no obstante la zona de mayor afloramiento se sitúa al SO de Los Romeros donde se puede estimar una potencia máxima aproximada de unos 800 metros.

Estudio microscópico.

- Textura: Granular, hipidiomorfa o gneílica.
- Componentes principales: Cuarzo, feldespato potásico (ortoclasa), plagioclasa (término oligoclasa), biotita y sillimanita.
- Componentes accesorios: Granate, cordierita, apatito, circón, rutilo, epidota, turmalina y opacos.
- Componentes secundarios: Clorita, moscovita y minerales arcillosos.

La plagioclasa (término oligoclasa) es subhedral, deformada y tabular.

La biotita en largos y grandes cristales tiene inclusiones de circón (muestra AI-33) y se altera a favor de cruceros.

El cuarzo en grandes granos de forma lobular, son policristalinos y a veces peresentan extinción ondulante.

El feldespato potásico (ortoclasa) es alotriomorfo intersticial y contiene inclusiones de plagioclasa, biotita e incluso cuarzo.

La moscovita es tardía.

La sillimanita junto con el cuarzo forma nódulos cuyo origen parece que es por diferenciación a partir de feldespatos y micas.

Algunos de los opacos (óxidos de hierro), parece que se forman a expensas de la alteración de la biotita.

El orden de cristalización que se deduce de las anteriores observaciones es el siguiente: plagioclasa-biotita, cuarzo, cuarzo-feldespato potásico.

Dentro del ortogneis pueden verse cuarcitas y mármoles idénticos a los que trataremos en posteriores apartados.

Por último señalar que una muestra (AI-1008), cogida en el contacto entre un lentejón de mármoles y el ortogneis, al NWW de Los Morales ha sido clasificada como gneis diopsídico, lo que confirma la hipótesis de que dichos granitos se forman por anatexia a partir de los gneises de Fuente del Oro, y que éstos a su vez están relacionados con los gneises cuarzo-feldespáticos.

1.4.B.4 *Gneises de Fuente del Oro* (PC₂ ξ)

En tránsito gradual con los gneises cuarzo feldespáticos aparecen en la mitad occidental del área de estudio unos gneises constituidos fundamentalmente por cuarzo, feldespato, biotita y grafito, que BARD, J.P. (op. cit.) los llamó "Gneises de Fuente del Oro".

Se trata de una roca grisácea, con diferenciación en bandas de colores más o menos oscuros, parcialmente migmatizados, y en el cual podemos encontrar pequeños paquetes de unas cuarcitas negras finamente bandeadas y a veces con sulfuros; también es frecuente encontrar pequeños lentejones de mármoles y rocas básicas ortoderivadas, intercaladas entre estos materiales; como aquellos que aparecen al noroeste de Los Romeros, o los cartografiados en las proximidades de una mina de grafito situada al oeste de Las Veredas (Mina San Carlos); asimismo pueden observarse intercalaciones de gneises cuarzo-feldespáticos dentro de estos materiales. Entre los gneises cuarzo-feldespáticos y los gneises grafitosos, es frecuente encontrar un paquete discontinuo de mármoles blancos cuya potencia puede alcanzar los doscientos metros; estos mármoles pueden observarse en las proximidades de Los Romeros, entre dicha localidad y Sta. Ana la Real.

Estos gneises, que como hemos dicho están parcialmente migmatizados, intercalan las mismas rocas que después aparecen como relictos dentro del ortogneis; está claro, pues, que el ortogneis se ha formado por anatexia a partir de estos materiales.

Dentro de este apartado hemos distinguido las siguientes variaciones petrológicas.

1.4.B.4.a Gneises grafitosos con cordierita

Se trata de una roca de color gris oscuro con abundantes opacos (grafito), y con textura bandeada, debido a las distintas proporciones de feldespato según bandas.

Estudio microscópico.

- Textura: Granoblástica, a veces granolepidoblástica.
- Componentes principales: Cuarzo, biotita, plagioclasa, feldespato potásico, cordierita, sillimanita y opacos (grafito).
- Componentes accesorios: Granate, moscovita, circón, turmalina y opacos.
- Componentes secundarios: Clorita y moscovita de alteración de cordierita y/o de feldespatos, sericita y pinnita de alteración de cordierita.

La cordierita raramente maclada, aparece en granos globulares subautomorfos, y suele contener agregados sigmoides de fibrolita.

La biotita aparece a veces incluida o blindando a las cordieritas.

Al microscopio hemos observado dos fases de deformación: la primera definida por la disposición lepidoblástica de las micas, y una segunda que produce un suave replegado.

Estos gneises pasan gradualmente a granitos de anatexia; presentan a veces texturas migmatíticas, hecho este que se puede observar en la muestra AI-255, clasificada como una migmatita con características intermedias entre metatexita y diatexita.

La roca original parece que era de tipo paraderivado, en la que los aportes volcánicos debieron ser escasos. Desde el punto de vista de la sedimentación parece que son muy similares a los gneises biotíticos; la única diferencia estriba en el mayor contenido en grafito.

1.4.B.4b Cuarcitas negras grafitosas

Rocas negruzcas, a veces bandeadas según el contenido en opacos, de grano fino, fractura concoidea y brillo metálico.

Estudio microscópico.

- Textura: Lepidoblástica.
- Componentes principales: Cuarzo y opacos.
- Componentes accesorios: Biotita, moscovita, feldespato potásico, circón, turmalina, apatito.
- Componentes secundarios: Sericita, clorita y minerales arcillosos.

Según el estudio de lámina delgada la roca original debió ser un sedimento arenoso más o menos impuro.

La potencia de estos materiales, varía lateralmente, pasándose de unos 500 metros al oeste de Los Romeros hasta unos 150-200 metros al sur de Cortegana, y no aparecen desde la vertical de Alájar hasta el extremo oriental de la Hoja.

Estos materiales junto al ortogneis representan un episodio con predominio de aportes detríticos dentro de la secuencia vulcano-sedimentaria.

1.4.B.5 *Rocas de silicatos cálcicos* (PC₂ KC_x)

Se trata de una roca de color verde oscuro, a veces grisácea, de grano fino, masiva, y en la que se observan ocasionales bandeados en colores claros y oscuros definidos por la mayor o menor abundancia de minerales ferromagnesianos.

Estos materiales pueden observarse entre Cortegana y Los Romeros. Afloran siempre en relación con materiales carbonatados y al igual que ellos parecen tanto a techo como a muro de los Gneises de Fuente del Oro; los tratamos a continuación ya que al igual que los mármoles están mejor representados a techo de dichos gneises.

Los afloramientos son muy irregulares, y aunque guardan cierta disposición en bandas conformes con las estructuras regionales, raramente alcanzan gran continuidad.

En cartografía se sitúan preferentemente en el contacto de los mármoles con gneises y/o anfibolitas; los sitios más propicios para estas transformaciones metamórficas en silicatos cálcicos son a) aquéllos donde la roca carbonatada era bastante impura, y donde más que bancos potentes eran finos lentejones calcáreos. b) en los contactos entre los mármoles y los gneises cuarzo feldespáticos.

Las rocas integradas dentro del presente apartado son rocas mixtas, que debido al metamorfismo han sufrido una transformación a rocas de silicatos cálcicos con neoformación de anfíboles y piroxeno, si el metamorfismo era elevado; son pues rocas que mineralógicamente son muy parecidas a las ortoanfibolitas, y se diferencian de ellas por su textura y su color; no obstante a veces las diferenciaciones en el campo son difíciles, no sólo de estas rocas, sino también de las rocas plutónicas de composición básica e intermedia que afloran al sur de este dominio.

• Estudio microscópico.

— Textura: Granoblástica y/o granonematoblástica.

— Componentes principales: Plagioclasa (andesina-labradorita), piroxeno monoclinico (diópsido), cuarzo, anfíboles (hornblenda y actinolita-tremolita), feldespato potásico, granate, escapolita, clorita, sericita y minerales arcillosos de alteración.

— Componentes accesorios: Opacos, rutilo, leucoxeno, epidota, apatito, carbonatos; y cuando no llegan a ser fundamentales, actinolita-tremolita, diópsido, feldespato potásico, minerales clorítico-arcillosos, plagioclasas, cuarzo, anfíboles, escapolita y biotita.

La plagioclasa generalmente alterada a sericita, escapolita y minerales clorítico-arcillosos.

El piroxeno y los anfíboles también suelen aparecer alterados.

El cuarzo a veces heredado y dispuesto en pequeños lentejones, otras veces es tardío (hidrotermal).

El feldespato potásico es a veces intersticial evidenciando, en ocasiones, procesos de potasificación.

Las muestras de estas rocas son clasificadas generalmente como gneises diopsídicos, a veces como gneises anfibólicos, y en otras ocasiones como rocas de *skarn* o corneanas calcosilicatadas.

La roca origen de estas muestras, no siempre es clara, aunque existe una evidente inclinación por clasificarlas como rocas mixtas, formadas por aportes cuarzo-feldespáticos (posiblemente vulcanogenéticos), y por precipitación simultánea de carbonatos.

Algunas muestras pueden que procedan de rocas básicas ortoderivadas con algo de carbonatos o incluso de calizas impuras.

Los tramos diferenciados como rocas de silicatos cálcicos y que aparecen asociados a los niveles de mármoles, podrían interpretarse invocando fenómenos de metasomatismo con liberación de CO_3 durante el metamorfismo; este mecanismo es digno de tener en cuenta, máxime cuando ha sido apuntado en el estudio de lámina delgada.

1.4.B.6 *Mármoles con diópsido y/o forsterita* (PC₂-ΔC)

Intercalados entre los gneises cuarzo-feldespáticos, o entre los gneises grafitosos, aparecen lentejones de mármoles, por regla general calizos, de colores blancos, y donde se observan a *visu* pequeños cristales de minerales ferromagnesianos.

Afloran en todo el área de estudio y pueden seguirse desde un extremo a otro del área de trabajo; están en las proximidades de Cortegana, pasan por Los Romeros, Alájar, Linares de La Sierra y Aracena, adquiriendo su má-

ximo desarrollo en la zona de Los Romeros – Linares de La Sierra, donde pueden observarse varios lentejones independientes, con potencias que alcanzan hasta doscientos metros.

Dan formas positivas en la topografía, condicionan relieves abruptos como las Sierras de Los Picachares, la Serrezuela, etc.

Estudio microscópico.

– Textura: Granoblástica.

– Componentes principales: Calcita, dolomita, y en menor cantidad olivino (forsterita), calcita, piroxeno (serie diópsido-hedenbergita) y flogopita.

– Componentes accesorios: Espinela, moscovita, granate, esfena, escapolita, tremolita y talco.

– Componentes secundarios: Clorita, serpentina, sericita.

La dolomita por regla general ferrosa, aparece como un mosaico de granos con bordes unas veces lisos y otras irregulares y suturados.

El olivino aparece como cristales prismáticos subidiomorfos, fracturados y sustituidos por clorita y serpentina.

El piroxeno es subautoformo y presenta reemplazamientos por tremolita-actinolita, que junto con calcita y cuarzo se introducen a través de las fracturas.

La magnetita va asociada a la espinela, aparece en los cruceros de esta última, así como de antiguas forsteritas; es pues un producto de alteración.

La flogopita en cristales tabulares de pequeño tamaño, a veces incluidos en los olivinos.

En algunas muestras se observan agregados policristalinos de carbonatos muy deformados (maclas de presión, roturas, extinción ondulante) estos agregados son preesquistosos.

Estos materiales, que se forman por precipitación química en la cuenca, indican posiblemente un período de relativa calma en la emisión de productos volcánicos; aunque dichos procesos pueden ser simultáneos, como lo sugiere el hecho de que aparezcan minerales de silicatos cálcicos en la roca (inicialmente era una caliza impura), y que el tránsito de los gneises cuarzo-feldespáticos a los mármoles se haga a través de unas rocas mixtas con aportes volcánicos (principalmente tobas), simultáneo a la precipitación de carbonatos.

1.4.B.7 *Resumen sobre los materiales del Subdominio Central B*

Los materiales que integran este subdominio, constituyen una secuencia volcano-sedimentaria en la que se pueden diferenciar dos zonas;

una oriental entre dicho borde de la Hoja y Alájar y otra que ocupa la mitad accidental de dicho subdominio.

En la mitad oriental, creemos que la secuencia aparece normal, y es la siguiente:

a) Al muro el ortogneis.

b) Por encima, gneises cuarzo-feldespáticos con intercalaciones de mármoles y algún lentejón de anfibolitas.

En la mitad accidental la secuencia es la misma, salvo que por debajo del ortogneis vuelven a aparecer los gneises cuarzo-feldespáticos, junto con rocas básicas ortoderivadas y pequeñas intercalaciones de carbonatos.

En consecuencia, tenemos que pensar en una secuencia volcano-sedimentaria con aportes de vulcanitas ácidas y básicas al muro, un tramo en gran parte detrítico por encima (Gneises de Fuente del Oro), y al techo un episodio constituido fundamentalmente por vulcanitas ácidas y niveles de carbonatos.

1.4.C Correlación entre ambos subdominios

Ya hemos hecho un breve resumen de los materiales que aparecen en uno y otro subdominio del Dominio Central; hemos visto que ambos constituyen una secuencia volcano-sedimentaria con vulcanitas ácidas, vulcanitas básicas, rocas detríticas y carbonatos.

Si centramos la atención en ambas columnas, se comprueba que los materiales del Subdominio B con los que mejor se relacionan son con los tramos inferiores del Subdominio A; a grandes rasgos se pueden relacionar los Gneises de Fuente del Oro y sus lentejones de anfibolitas, con los gneises biotíticos y anfibolitas de la zona Aguafría-El Repilado, así como con las metabasitas y metacineritas del norte de Los Marines — Aracena. Por otra parte, los mármoles del Subdominio B los correlacionamos con los mármoles blancos que aparecen, perfectamente representados, entre Jabugo y Los Marines.

1.5 DOMINIO MERIDIONAL

Se integra dentro de este dominio una serie de materiales constituidos fundamentalmente por rocas básicas al muro y metasedimentos encima, que configuran una unidad con entidad propia.

Aparecen al sur de una gran fractura, actualmente sellada por rocas

plutónicas (gabros y/o dioritas) que afloran según bandas de gran continuidad lateral, oblicuas a las estructuras del Macizo de Aracena, y la secuencia es de muro a techo la siguiente:

- Formación de Acebuches: son rocas básicas metamorfizadas; según BARD, J.P. (1977) se trata de basaltos de afinidad toleítica, y parece que representan restos de una corteza oceánica.

- Formación “Pulo do Lobo”: serie detrítica constituida fundamentalmente por filitas con finas intercalaciones cuarcíticas.

- Formación “Ribeira de Limas”: unidad más grosera que la anterior, constituida fundamentalmente por filitas y metaareniscas; localmente también aparecen vulcanitas ácidas.

Las formaciones “Pulo do Lobo” y “Ribeira de Limas” han sido definidas recientemente en la zona de Ficalho (Portugal) por CARVALHO, D. et al (1976); están perfectamente representadas dentro del territorio español, y conservamos la nomenclatura original con ánimo de no complicar la bibliografía.

1.5.1 Formación de Acebuches

Englobamos dentro de esta formación una serie de materiales constituidos fundamentalmente por rocas básicas (actualmente anfíbolitas), con esporádicas intercalaciones de material detrítico; o bien rocas mixtas con aportes volcánicos y detríticos. Los tramos que hemos diferenciado dentro de esta formación son los siguientes:

- Ortoanfíbolitas toleíticas de grano grueso.

- Ortoanfíbolitas toleíticas de grano fino.

Estos dos tramos diferenciados obedecen, como indica la leyenda, al tamaño de grano de la roca; su separación no es un límite con valor cronoestratigráfico, sino que obedece al grado de recristalización metamórfica alcanzado.

1.5.1.1 *Ortoanfíbolitas toleíticas de grano grueso (S-D ξ A₁)*

Al sur del gran accidente que representa el límite norte de este dominio, se suele situar un nivel continuo de metabasitas, actualmente anfíbolitas de grano grueso, cuyo tamaño de grano disminuye progresivamente hacia el sur.

Aflora según una banda de gran continuidad lateral, pudiéndose seguir desde un extremo a otro del área de estudio; este afloramiento es oblicuo a

las estructuras del Macizo de Aracena, poniéndose en contacto las ortoanfibolitas con diferentes materiales del Dominio Central; sin embargo, estas anfibolitas discurren paralelas a los materiales del sur (Formación Pulo do Lobo), con los que están claramente relacionadas.

Se trata de una roca moteada, donde a simple vista se distinguen los cristales de anfíboles y plagioclasas, los cuales a veces se distribuyen inhomogéneamente, dando a la roca un aspecto bandeado definido, bien por el tamaño de grano, bien por el mayor o menor contenido de minerales máficos; este bandeo pensamos que es un fenómeno de diferenciación metamórfica.

Hay que señalar que en las proximidades del gran accidente, es frecuente ver bloques calcáreos mezclados con las ortoanfibolitas; dichos mármoles son idénticos a los del Macizo de Aracena, y a nuestro juicio han sido mezclados tectónicamente en esta zona de fractura que, posiblemente, ha tenido una historia muy compleja.

Por último, indicar que estas rocas están muy bien representadas al sur de Alájar, donde el afloramiento no supera en ningún caso los 300 metros de potencia.

Estudio microscópico.

– Textura: Granonematoblástica y/o granoblástica poligonal.

– Componentes principales: Anfíbol monoclinico (hornblenda), plagioclasa (andesina) y piroxeno monoclinico (serie diópsido-hedenbergita). Y localmente piroxeno rómbico.

– Componentes accesorios: Esfena, apatito, circón, epidota y opacos.

– Componentes secundarios: Sericita, (de alteración de plagioclasas) y biotita (de alteración de los piroxenos y/o anfíboles).

La hornblenda es siempre de tonalidad verde-marrón o marrón.

El diópsido aparece a veces incluido en anfíboles, lo que nos habla de procesos retrometamórficos.

Una sola esquistosidad observable, y se pone de manifiesto por la orientación nematoblástica de los anfíboles.

El ortopiroxeno sólo ha aparecido en una muestra (AI-1094), está próxima a la alineación de gabros que limita estas rocas al norte, y en el estudio de lámina delgada se clasifica como granulita.

1.5.1.2 *Ortoanfibolitas toleíticas de grano fino* (S-D ξ_2 A₂)

En tránsito gradual sobre los materiales anteriores encontramos rocas básicas (actualmente anfibolitas) de grano fino, que esporádicamente intercalan episodios detríticos.

Afloran al sur de los materiales anteriores, según bandas de gran continuidad lateral, las cuales están desplazadas por desgarres sinestrosos de dirección N-60° E.

La mayor extensión de afloramientos se encuentra al S de Aracena, y disminuye hacia el E debido a fenómenos mecánicos; hacia el oeste también se observa esta disminución, sin embargo hacia el sur no existen fracturas que pudieran justificar este hecho.

En principio tenemos que aceptar que las rocas básicas disminuyen de potencia hacia el oeste, como lo confirma por otra parte la cartografía, ya que el nivel de anfibolitas que se interestratifica con "Pulo do Lobo" al S de Linares de La Sierra, va disminuyendo de potencia hasta perderse en esa misma dirección al norte de la Sierra de La Giralda.

El tránsito de estos materiales a la Formación "Pulo do Lobo" es gradual, por medio de una alternancia de materiales mixtos con aportes volcánicos y sedimentarios. Por otra parte, el carácter de los materiales volcánicos cambia, pasándose de aportes de tipo lava a otros de tipo tobáceo (ver muestra Al-137), incluso es posible que sean tobas redepositadas. En cualquier caso está claro que asistimos a un cambio gradual de la sedimentación, este hecho puede observarse desde la vertical de Alájar hasta Aracena, único sitio donde el contacto no está mecanizado.

En el campo estas anfibolitas son rocas oscuras de coloraciones verdosas, muy homogéneas, y por regla general de grano fino; hay que destacar a veces la presencia de porfiroblastos de plagioclasa (heredados de la roca original).

Intercalados entre las ortoanfibolitas de grano fino, se pueden observar algunos niveles de esquistos cloríticos; estos materiales pasan gradualmente, tanto horizontal como verticalmente, a dichas ortoanfibolitas, y representan un tramo mixto con influencia detrítica dentro del vulcanismo básico; estos tramos se sitúan hacia el techo de la serie, y no han sido diferenciados en cartografía debido a su pequeño espesor.

La potencia de los materiales aflorantes es como mínimo de unos 1.500 metros; aunque hay que señalar que en ningún caso hemos visto el muro de esta formación.

Estudio microscópico.

– Textura: Nematoblástica a granonematoblástica, y muy localmente textura cataclástica (muestra BS-2017).

– Componentes principales: Anfíbol monoclinico, plagioclasa y piroxeno monoclinico de la serie dióxido-hedenbergita.

– Componentes accesorios: Cuarzo, epidota, esfena, leucoxeno, feldespato potásico, apatito y opacos.

– Componentes secundarios: Sericita y minerales arcillosos (de alteración de plagioclasas); epidota, sericita y clorita en fisuras (ver muestra AI-336 y AI-377).

El anfíbol muestra una variación de color en función del grado de metamorfismo alcanzado por la roca (BARD, J.P. 1969), pasando por tonalidades marrones verdosas, cuando coexiste con el diópsido (muestra AI-336), a un anfíbol verde-azulado muy claro, o anfíboles de la serie tremolita-actinolita en las zonas más bajas del metamorfismo (muestra DQ-3029 y AI-337).

El piroxeno es a veces de recristalización metamórfica (muestra AI-336), y sólo aparece en las proximidades de las ortoanfíbolitas de grano grueso; otras veces es heredado de la roca original (muestra DQ-3029), en cuyo caso está parcialmente sustituido por anfíbol.

Se observa una única esquistosidad de flujo marcada por la disposición nematoblástica de los anfíboles (S_1); muy localmente hemos visto pliegues de la esquistosidad (muestra BS-2082).

Los esquistos cloríticos han sido estudiados a lámina delgada:

– Textura: Lepidoblástica en los tramos más finos y granoblásticas en los niveles más cuarcíticos.

– Componentes principales: Cuarzo en niveles con textura grano-blástica, clorita (pennina-proclorita), opacos (sulfuros oxidados y lixiviados).

– Componentes accesorios: Posibles restos de plagioclasas.

– Componentes secundarios: Oxidos procedentes de la lixiviación y remoción de los sulfuros primarios.

Se observan tres fases de deformación; la primera (S_1) se conserva entre los planos de la segunda esquistosidad (S_2), la cual transpone y reorienta los minerales filíticos; la tercera fase produce un suave microplegado sin que se cree una nueva "S" penetrativa.

Posiblemente la roca original era un sedimento cuarcítico, con aportes de rocas volcánicas básicas.

Respecto a la edad de la Formación Acebuches, hay que decir que ha sido atribuida al Infracámbrico por GUTIERREZ ELORZA, M. (1970), quien considera que existe un paso gradual entre esta formación y el Cámbrico detrítico; no obstante, llama la atención sobre el hecho de que rocas de este tipo no se encuentran representadas en otros puntos, y dice... "debemos admitir una sedimentación local para esta emisión de rocas básicas".

BARD, J.P. las sitúa en la parte alta de una serie de edad Cámbrico-Ordovícico Medio, y las denomina "Serie de Acebuches", correlaciona estas rocas con los tramos de metabasitas del Complejo volcano-sedimentario de

Aracena (serie de La Corte), y con las rocas verdes de la región de Moura (Portugal); indica que la serie está actualmente invertida, y que descansa discordantemente (discordancia cartográfica) sobre las series metamórficas del Macizo de Aracena. Al aceptar dicha correlación, se ve obligado a dar a la cuenca un carácter inestable para explicar los cambios de facies. Últimamente (1977), y basado sobre estudios geoquímicos de elementos mayores y elementos traza, indica que estas rocas son basaltos toleíticos de afinidad abisal; como piensa que estos materiales se sitúan sobre rocas siálicas, se plantea el problema de su emplazamiento, y llega a la conclusión de que dichas rocas son restos de un microocéano ligado a una época distensiva y acortado posteriormente durante la Orogenia Hercínica.

A nuestro juicio, las ortoanfibolitas de Acebuches pertenecer a un dominio distinto al de las metabasitas de la Corte, y por tanto no son correlacionables.

También para nosotros, representan un trozo de corteza oceánica que debe continuar al sur de Aracena por debajo de los materiales detríticos del "Pulo do Lobo".

Actualmente y dentro del área de estudio, la secuencia está invertida (aparecen por encima del "Pulo do Lobo"), dicha inversión debió lograrse durante la primera o segunda fase, ya que los criterios de Fase III nos indican que estamos en flanco normal. Hacia el sur y en la Hoja de Aroche vuelven a aflorar estos materiales en el núcleo de una antiforma tardía, y en la zona de cierre perianticlinal deberían verse las interferencias con los pliegues anteriores. Desgraciadamente la estructura está laminada por fracturas, y no se puede observar en cartografía dicha interferencia, por lo que este problema queda pendiente de solución.

Estos materiales no están datados (no hay datos paleontológicos, ni dataciones absolutas); no obstante, su posición respecto a los esquistos del "Pulo do Lobo" invita a asignarle a esta formación una edad Silúrico-Devónico.

1.5.2 Formación "Pulo do Lobo" (S-D₃) (S-D₃ q)

En tránsito gradual sobre las vulcanitas básicas de la Formación de Acebuches, se sitúa una serie detrítica constituida por esquistos, esquistos cuarcíticos e intercalaciones cuarcíticas que tienen gran continuidad lateral.

Afloran según bandas de dirección N-110°E y están surcadas por fracturas subparalelas a las estructuras, a veces cicatrizadas por intrusiones graníticas que llegan a laminar esta formación.

La secuencia más completa se puede establecer al sur de Linares de la Sierra y es la siguiente:

Al muro, unos 40-60 metros constituidos por materiales mixtos con aportes sedimentarios y volcánicos que marcan la transición a las vulcanitas básicas de la Formación de Acebuches; por encima empiezan a aparecer materiales eminentemente detríticos (pelitas y cuarzo-pelitas), que intercalan de forma esporádica materiales volcanogénicos, visibles, por ejemplo, al sur de la Mina de Agua Agría. Este horizonte tiene una potencia aproximada de 400 a 500 metros. A medida que progresamos en la serie, la sedimentación se va haciendo más grosera; de forma progresiva aparecen niveles filíticos y cuarcíticos cada vez más potentes, hasta alcanzar un paquete continuo de cuarcitas masivas; a partir de este instante la sedimentación vuelve a hacerse más tranquila y en el campo volvemos a encontrar materiales filíticos. La potencia de este segundo horizonte es de unos 500 a 600 metros.

El nivel de cuarcitas al que hemos hecho referencia, aflora desde el extremo occidental del área de estudio y se sigue hasta el sur de Linares; en el campo es fácilmente reconocible, produce una clara alineación de pequeñas sierras, y adquiere su máximo desarrollo al sur de Alájar (Sierra de la Giralda, Sierra del Pico, etc.).

En realidad no se trata de un único nivel de cuarcitas, sino de varios niveles interestratificados con filitas y filitas cuarcíticas; este horizonte varía lateralmente de potencia, pasando de unos treinta metros en el borde oeste hasta los doscientos que alcanza en el sector de la Sierra de La Giralda.

Se describen a continuación los cuatro tipos de rocas más comunes en esta formación, de los cuales los tres primeros se agrupan en cartografía en un único término.

1.5.2.a *Esquistos*

Son rocas oscuras satinadas, de grano fino a medio; presentan ocasionales niveles cuarcíticos milimétricos.

Estudio microscópico.

- Textura: Granolepidoblástica.
- Componentes principales: Cuarzo, biotita, mica blanca (moscovita-sericita).
- Componentes accesorios: Opacos y circón.
- Componentes secundarios: Sericita y óxidos de hierro.

El cuarzo es heredado y aparece en forma de agregados granoblásticos, o bien segregado junto a las micas antes de la segunda fase.

Hemos observado al microscopio tres fases de deformación; la primera produce la recristalización y orientación de los minerales filíticos (sinmeta-mórficos); la segunda produce una reorientación mecánica de la roca y crea una segunda superficie de discontinuidad (S_2); la tercera micropliega todas las superficies anteriores.

La roca original era un sedimento pelítico y/o cuarzo-pelítico con esporádicas intercalaciones cuarcíticas.

En algunas muestras próximas al granito de Gil-Márquez se observa una blastesis estática con neoformación de andalucita, cordierita y, en las zonas internas, sillimanita.

1.5.2b *Semiesquistos*

Se trata de una roca de color gris a marrón, de grano fino a medio.

Estudio microscópico.

Textura: Blastosamítica.

Componentes principales: Cuarzo, sericita, minerales del grupo de la clorita, y plagioclasas (esta última a veces como componente accesorio de la roca).

Componentes accesorios: Biotita, turmalina y opacos.

1.5.2c *Tobas cloríticas*

En relación con los tramos basales de esta formación aparecen unas rocas, probablemente mixtas, con aportes volcanogénicos y sedimentarios, que han sido clasificadas en el estudio de petrografía como tobas.

Son rocas de color verde-violáceo, de grano fino, esquistosas y con fenocristales de color blanquecino.

Estudio microscópico.

Textura: Piroclástica y/o blastosamítica.

Componentes principales: Plagioclasa (oligoclasa-andesina), feldespato potásico, clorita, minerales micáceo-arcillosos y anfíboles (estos últimos a veces como componentes accesorios de la roca).

Componentes accesorios: Cuarzo, apatito, circón, clorita y esfena.

Las muestras presentan una matriz lepidoblástica con cuarzo y sericita en gran parte detrítica, y clastos volcánicos de plagioclasas y anfíbol (ver muestras DQ-3007 y AI-1140).

1.5.2d *Cuarcitas y/o metaareniscas*

Rocas masivas de colores claros.

Estudio microscópico.

— Textura: Granoblástica y/o blastosamítica.

— Componentes principales: Cuarzo.

— Componentes accesorios: Circón, turmalina, sericita, limonita y óxidos de hierro.

La roca procede de una arenisca cuarzosa, y la recristalización metamórfica es muy débil.

La potencia de esta formación no se puede determinar, ya que en ningún punto se observa una secuencia ininterrumpida desde la Formación de Acebuches a la de Ribeira de Limas; no obstante, la potencia de los materiales aflorantes hay que estimarla por encima de los 1.000 metros.

Respecto a la edad hay que tener en cuenta los siguientes hechos:

a) No hemos encontrado ningún resto fósil que permita datar dicha serie.

b) Los autores que nos han precedido en el estudio de esta zona, agruparon las Formaciones "Pulo do Lobo", "Ribeira de Limas" y "Santa Iría" dentro de una sola formación, o bien, hacen diferenciaciones difícilmente correlacionables con las muestras.

c) La estratigrafía definida por nosotros concuerda perfectamente con la definida por CARVALHO, D. et. al. (1976), en la zona de Ficalho.

d) El tránsito de esta formación a "Ribeira de Limas" es gradual; esta última es correlacionada por CARVALHO, D. et. al., al complejo volcano-sedimentario de Huelva, cuya edad es Devónico Superior-Carbonífero Inferior.

e) En la Hoja de Aroche hemos encontrado dentro de la Formación "Ribeira de Limas" fósiles atribuidos al Devónico Superior-Carbonífero Inferior, lo que confirma las ideas de los geólogos portugueses y nos permite, por otra parte, atribuir el techo del "Pulo do Lobo" al Devónico Superior.

1.5.3 Formación "Ribeira de Limas" (D_3 -H^A)

Aflora en bandas que pueden seguirse de un extremo a otro de la Hoja.

Esta formación se define por primera vez en esta zona, ya que los autores que nos han precedido la han englobado junto al "Pulo do Lobo" y "Santa Iría", integrándolas todas ellas en una sola unidad filítico-cuarzosa.

Se caracteriza por una alternancia de grauvacas cuarzosas y esquistos

grauváquicos, apareciendo niveles de pizarras hacia el techo. Esta formación presenta hacia la base un potente paquete de unos 250-300 m de grauvacas cuarzosas amarillentas y, esquistos grauváquicos de colores variados (verdes violáceos...) alternantes; encima aparece una alternancia de grauvacas cuarzosas amarillas y violáceas, con niveles centimétricos de pizarras oscuras y paquetes de cuarcitas de espesores centimétricos, con una potencia que oscila entre los 40 y 50 m; a techo de la formación hay de 70 a 90 m de grauvacas cuarzosas, grauvacas, esquistos y pizarras versicolores alternantes.

Estos materiales presentan estructuras sedimentarias del tipo estratificaciones graduada y cruzada.

Aparecen dentro de la formación algunas intercalaciones de metavulcanitas ácidas, en lechos de potencia variable entre 0 y 15 metros.

Dentro de esta formación se puede distinguir dos tipos litológicos.

1.5.3.a *Esquistos y/o cuarzoesquistos*

Los materiales de esta formación son rocas esquistosas, de coloración gris o gris marrón y grano fino.

Estudio microscópico.

- Textura: Lepidoblástica y/o esquistosa.
- Componentes principales: Cuarzo, sericita y clorita.
- Componentes accesorios: Clorita, circón, rutilo, turmalina y opacos.

Tres fases de deformación; la primera responsable de la recrystalización metamórfica de los minerales filíticos (S_1); la segunda produce una reorientación mecánica de la roca (S_2); y la tercera en suave microplegado.

Originalmente era una roca detrítica y su grado de madurez varía desde alta, en los clastos, a baja o muy baja en la matriz.

1.5.3.b *Metavulcanitas riolíticas*

Roca esquistosa de colores claros y con fenocristales de cuarzo y feldespato.

Estudio microscópico.

- Componentes principales: Cuarzo, feldespato potásico, biotita, sericita y plagioclasa.
- Componentes accesorios: Moscovita y opacos.

Roca compuesta por grandes cristales de cuarzo y feldespato en una matriz cuarzo-feldespática, orientada, y con textura esferulítica.

Metamorfismo regional de bajo grado, zona de la biotita.

El paso entre los materiales de las formaciones "Pulo do Lobo" y "R. de Limas" es eminentemente gradual, lo cual dificulta a la hora de separar entre una formación y otra.

Esta formación ha sido datada en la vecina Hoja de Aroche, en la cual se ha encontrado un posible *Archaeocalamites* al que se le asigna una edad Devónico Sup.-Carbonífero Inferior; y su potencia es del orden de 400 metros.

1.6 CUATERNARIO

Dos son los tipos de materiales cuaternarios diferenciados en el presente trabajo:

- a) Depósitos aluviales (QAI).
- b) Travertinos (Qtr).

Los depósitos aluviales están formados generalmente de arcillas con cantos subredondeados poligénicos y heterométricos. La proporción relativa de una y otra fracción es muy variable, constituyendo en ciertas zonas gravas, y en otras arcillas limosas exentas de cantos gruesos.

A veces, los depósitos de gravas constituyen terrazas ligeramente colgadas (1-2 m) en la Ribera de Huelva.

Los travertinos aparecen relacionados con grandes fuentes que nacen en los contactos de los niveles carbonatados; el único afloramiento representable a escala 1:50.000 aparece al N de Alájar, y da origen a la famosa Peña de Arias Montano.

2 TECTONICA

Tras el estudio detallado sobre el Area de Aracena y de acuerdo con los datos regionales obtenidos al realizar el MAGNA, interpretamos que la Orogenia Hercínica es la responsable del estado actual de esta zona de la corteza.

2.1 OROGENIA HERCINICA

Se trata de una orogenia polifásica, cuya distribución y geometría se trata a continuación.

2.1.1 Fase I

Durante la primera fase se generan pliegues tumbados, con gran desarrollo de sus flancos invertidos, a veces despegados; tienen vergencia S-SW y se acompañan de una esquistosidad de flujo sinmetamórfica.

Los ejes de estos pliegues varían según el dominio en que nos encontremos.

En los dominios nororiental y septentrional, los ejes son subhorizontales y subparalelos; este hecho es fácilmente explicable, ya que dentro del área de estudio los ejes de pliegues de fase I y fase III son subcoaxiales.

En el Dominio Central, se determina bien la geometría de estos pliegues, ya que proyectados en un diagrama los polos de la estratificación y de la esquistosidad, se observa que sus máximos son coincidentes, y por tanto se trata de pliegues isoclinales, hecho puesto de manifiesto por NAVARRO, L. et. al. (1977); en la fig. 1 en la que reproducimos la parte que consideramos válida de los diagramas 1 y 2 de la publicación de los citados autores.

Las lineaciones de fase I son difícilmente observables en este dominio. Adquieren distinta dirección según el flanco en que nos encontramos de una estructura de fase III; en los flancos invertidos las lineaciones de fase I (L_1) tienen una dirección aproximada N-30-40°E y buzan fuertemente al NE; no conocemos cómo evolucionan dichas lineaciones al pasar de un flanco a otro; no obstante, en la fig. 2 se expresa la posible disposición de las lineaciones de Fase I a lo largo de las estructuras de Fase III.

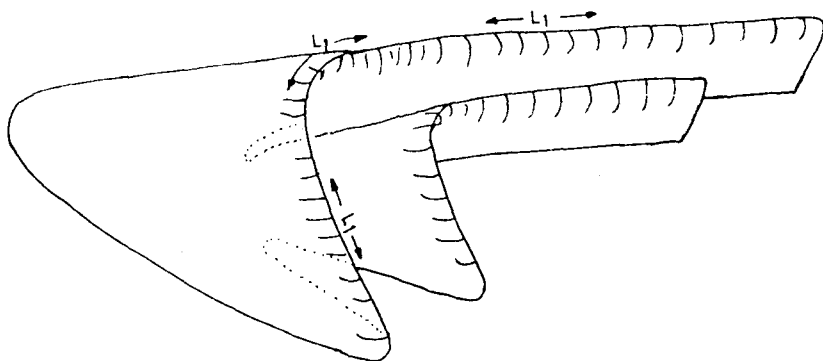


Fig. 2.— Disposición de L_1 en una estructura de fase III.

En el Dominio Meridional y para la fase I, vuelven a repetirse las condiciones del Dominio Septentrional; los ejes de los pliegues son subhorizontales y subcoaxiales con los pliegues de fase III.

2.1.2 Fase II

Tras la fase I se forma una nueva generación de pliegues de tendencia similar, volcados e incluso tambados, de dirección axial N-20°E a N-50°E; tienen vergencia al W-NW y se acompañan localmente de una esquistosidad de fractura, a veces muy penetrativa que produce una reorientación mecánica de la roca.

A escala de afloramiento, puede observarse cómo la longitud de onda de los pliegues y su geometría viene controlada por la naturaleza de las capas plegadas, lo que sugiere que tanto los pliegues, como la esquistosidad asociada, son la expresión de una deformación interna sufrida por la roca, debido a un plegamiento producido por *buckling* y aplastamiento progresivo.

En el Dominio Septentrional y dentro del área de estudio, no se han observado estructuras cartográficas, mesoscópicas, ni microscópicas, imputables a esta fase II.

En el Dominio Central esta fase adquiere gran desarrollo preferentemente en el Subdominio A, donde llega a invertir las series y es responsable de algunas estructuras de representación cartográfica; como el cierre de los mármoles al NW de Aracena, y de una serie de pliegues visibles en la cartografía entre las localidades de Galaroza y La Corte.

En el estudio estructural llevado a cabo por NAVARRO, L. et. al. (op. cit.) se detecta perfectamente la actuación de esta fase por la dispersión que se observa de los polos de la estratificación y esquistosidad; los autores deducen que dicha dispersión es provocada por pliegues muy laxos que sólo producen ondulaciones. En nuestra opinión, la dispersión observada es originada por la presencia de pliegues de Fase II, como lo sugieren los siguientes hechos:

a) La dirección de los ejes deducidos en el diagrama por dichos autores, es paralela a la dirección de los ejes de los pliegues que nosotros atribuimos a la fase II.

b) En el sector de Mina María Luisa, es claramente visible en la cartografía un pliegue de esta fase.

Para una mejor comprensión de este problema, presentamos el diagrama de polos de So, levantado por dichos autores (fig. 3) un dibujo explicativo

donde se observa como pliegues de distinta geometría pueden tener la misma representación estereográfica (fig. 4), y un diagrama de polos de ejes de pliegues de fase II (fig. 5). Como se observa, los ejes deducidos en la fig. 3 y los máximos de la fig. 5 son casi coincidentes.

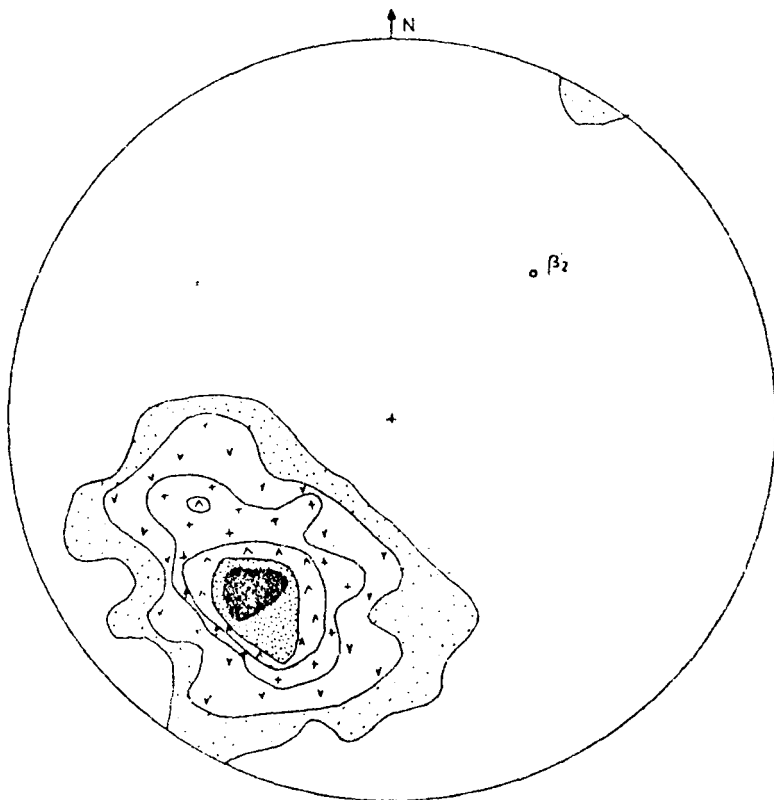


Fig. 3.— 91 POLOS DE LA ESTRATIFICACION (contornos 1, 3, 6, 9, 14 y 16%).
Obsérvese la posición de B_2 (ejes de pliegues de fase II).

La dirección axial de estos pliegues es perpendicular a los de fase III, al menos en este dominio; es por ello que sus direcciones no varían al ser plegados por dicha fase; sin embargo, la vergencia de los pliegues es aparentemente distinta según el flanco de fase III en que nos encontráremos, y sus

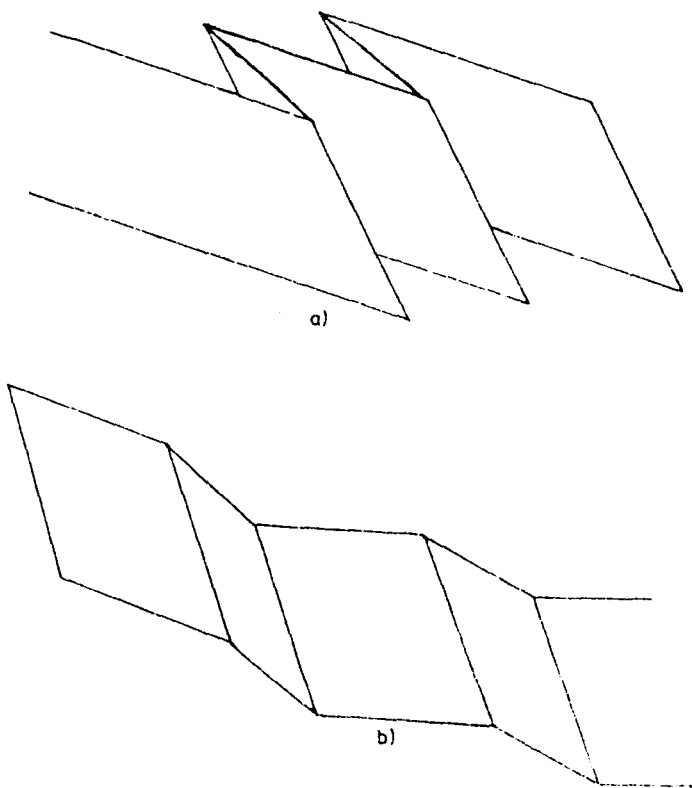


Fig. 4.— Esquemas en los que se pueden observar dos tipos de pliegues con igual representación estereográfica (El tipo a) es el congruente con la fase II que se propone).

interferencias cartográficas son tales que estos pliegues parecen como estructuras de arrastre de los pliegues de fase III; razón por la que BARD, J.P. (op. cit.), asimila la esquistosidad de fractura y las estructuras de fase II con aquellas de fase III, (ver fig. 6).

En el Dominio Meridional, esta fase ha sido detectada en las ortoanfibolitas de Acebuches, y buenos ejemplos de estos pliegues los tenemos en la Hoja de Aroche. Hacia el sur la segunda esquistosidad visible, presenta ejes paralelos o subparalelos a las de fase III, y por regla general se trata de una superficie muy penetrativa que produce una reorientación mecánica de la roca.

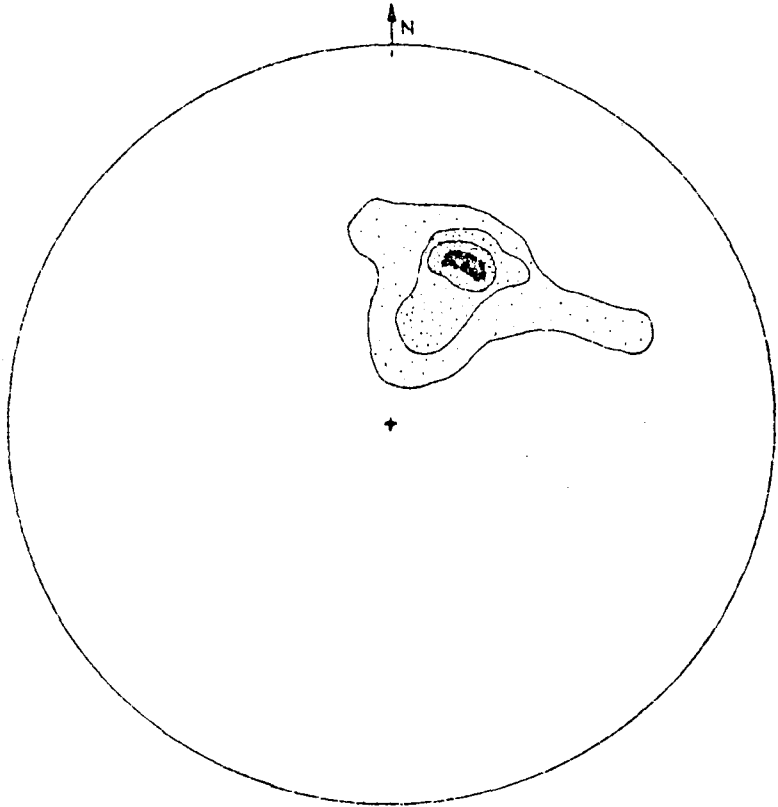


Fig. 5.— 27 POLOS DE L_2 (contornos 2, 4, 6 y 8%). Tomados en un flanco normal de fase III.

2.1.3 Fase III

Esta fase se manifiesta dando pliegues de geometría cilíndrica, de plano axial subvertical o con vergencia al SW; su dirección axial varía de N-110° E a N-150° E, y se acompaña localmente de una esquistosidad de fractura, sólo visible en las zonas de charnela.

En el Dominio Septentrional, esta fase es subcoaxial con la primera (hecho que se deduce de la disposición de L_1). Su dirección axial es pues unos 100-120° E. Raras veces se observan estructuras penetrativas y, cuando

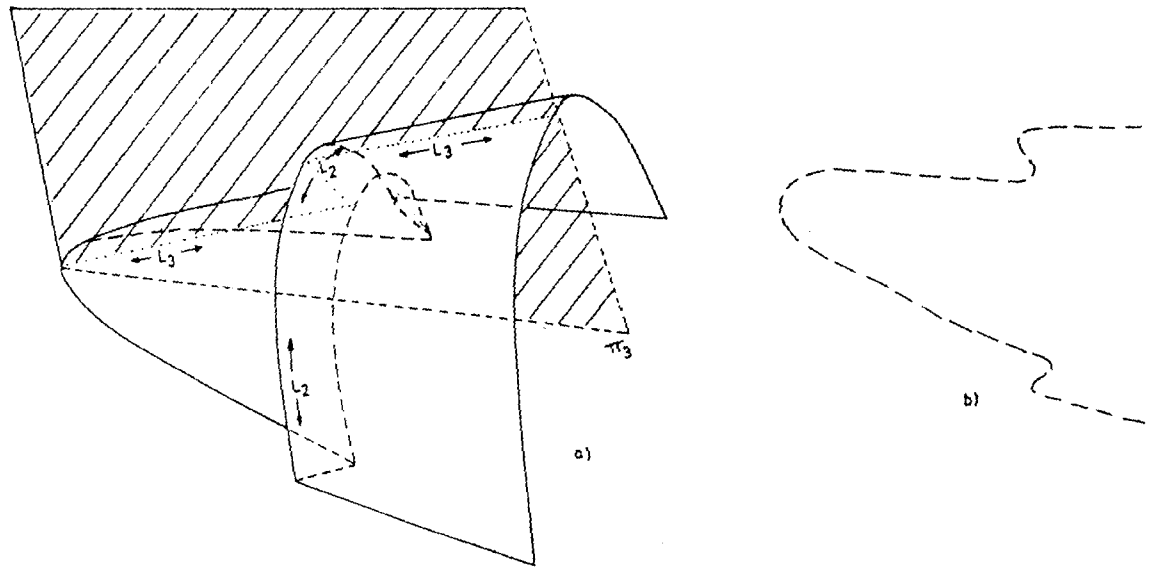
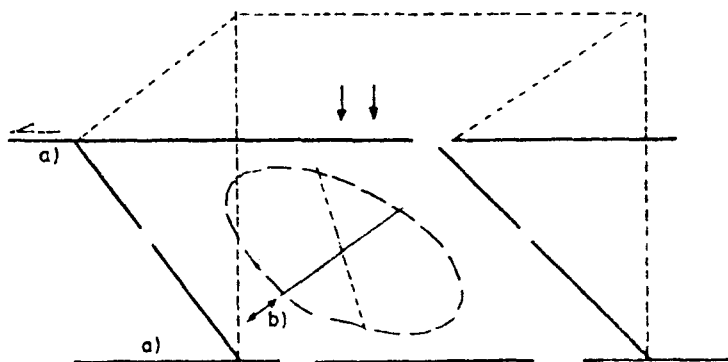


Fig. 6.— Interferencia entre pliegues de las fases II y III.

se ven, se trata de una esquistosidad de fractura muy espaciada (0,5 a 1 cm), que produce una reorientación mecánica de la roca.

Todo este subdominio es, a grandes rasgos, una gran sinforma de fase III rota por su zona de charnela; en el flanco norte aparecen interferencias del tipo "cabezas buzantes", y en el flanco sur se verticalizan las estructuras y esquistosidad de fase I.

En el Dominio Central, y dentro del Subdominio A, puede observarse en cartografía una gran antifirma que se genera durante esta fase, y que BARD, J.P. (1969) la denominó "Anticlinal de Fuenteheridos - La Umbría". La dirección axial del pliegue varía entre 130° y 150° al E, y es oblicua a las directrices de estos mismos pliegues en los dominios meridionales y septentrionales; este hecho es fácilmente explicable en una deformación por cizalla simultánea a un aplastamiento. Como veremos más adelante, este mecanismo lo invocaremos en el estudio de las fracturas del Dominio Central, y propondremos que dichos pliegues y fracturas se forman simultáneamente (ver fig. 7).



- a) Planos de deslizamientos = fracturas E-W.
- b) Familia de desgarres mejor desarrolladas = a fracturas N 60° E.

Fig. 7.— Transformación producida por una cizalla y un aplastamiento simultáneos.

En el Dominio Meridional y con respecto a esta fase, vuelven a repetirse las mismas condiciones que en el Dominio Septentrional; es decir, las estructuras creadas durante esta fase son subcoaxiales con las estructuras de fase I, y sus direcciones varían entre N- 100° - 120° E.

2.1.4 Fase IV

En el campo pueden observarse pliegues retrovergentes de geometría *kink* y dirección axial N-120°E.

Estos pliegues visibles en ambos flancos de la antiforma de Fuenteheridos-La Umbría deben formarse después que ella y deben de interpretarse como pliegues formados por aplastamiento, cuando las capas se encontraban ya inclinadas (según ANDERSON, la dirección de máximo acortamiento y las superficies plegadas deberían formar en principio un ángulo próximo a 120°).

Por último indicar que los afloramientos dolomíticos que aparecen entre Fuenteheridos y Jabugo, son difícilmente explicables dentro del presente esquema, a nuestro juicio podrían representar pequeñas escamas relacionadas con cabalgamientos, que bien pudieran producirse en los últimos estadios de la primera fase, o incluso antes que ella; es éste un problema abierto y sin solución por el momento.

2.1.5 Fallas

El área de estudio está surcada por gran número de fracturas, representando el Dominio Central una excepción desde este punto de vista, ya que aparece más intensamente fracturado que las áreas vecinas.

El Dominio Central queda limitado por dos grandes fracturas, posiblemente las mayores y más antiguas de la zona; la primera produce una alineación en la que se encuentra la Unidad de El Cubito, que ha sido interpretada como una tectofacies producida antes que se formen los pliegues de fase II. Estos materiales deben de representar una zona de cizalla que debe estar en consonancia con la cinemática global de la zona; es decir, debió jugar como lo haría un cabalgamiento con vergencia SW. Hay que indicar que este accidente es paralelo a fracturas posteriores que funcionan como desgarres sinestrosos, por lo que es posible que el movimiento indicado sea más complejo, al incluir una cierta componente horizontal.

El otro gran accidente, y que delimita el borde sur del Dominio Central, es una fractura de dirección próxima a E-W, y en relación con la cual intruyen rocas ígneas de naturaleza básica o intermedia; esta fractura tiene una evolución compleja y pone actualmente en contacto un bloque de corteza oceánica con otro de corteza continental; ha debido tener, por tanto, una componente vertical en su movimiento, hundiendo el bloque del norte. Esta fractura es paralela a la del N, por lo que también es admisible que tenga una cierta componente horizontal.

En la cartografía, la falla del S corta a las estructuras tardihercínicas del Macizo de Aracena, mientras que es subparalela a las mismas estructuras del Dominio Meridional; como hemos indicado, esto es debido a que el Macizo de Aracena se encuentra en una banda especial desde el punto de vista de la deformación.

También tienen gran importancia las fallas de dirección E-W. Son sub-verticales, y funcionan principalmente como desgarres sinestrosos; estas fracturas, posteriores a las últimas estructuras hercínicas, son difícilmente reconocibles en los flancos normales de dichas estructuras, ya que son subparalelas al rumbo de las capas. Dentro de este sistema de fracturas podemos destacar por su magnitud dos grandes fracturas; una es la de "Beja-Valde-larco", que recorre por el norte el Macizo de Aracena, corta a la Unidad de El Cubito, y desplaza dicho macizo hacia el oeste (vuelve a aparecer en el Rosal de La Frontera); y otra al sur, que cobija pequeñas intrusiones graníticas y de la cual se desconoce su desplazamiento. (Falla de Ficalho-Almonaster).

Otra serie de fracturas de la misma familia y de menor envergadura pueden verse dentro del Dominio Central, tales como las detectadas en las proximidades de El Castaño del Robledo, o al sur de El Repilado.

Otro sistema de fracturas importante es el de dirección N 60° E. En el Dominio Central pueden observarse una serie de fracturas de este sistema, como las que pasan por Aracena, Alájar y Linares de la Sierra, que juegan como desgarres sinestrosos.

Estas fracturas están genéticamente relacionadas con las fallas E-W, y según el estudio estructural de NAVARRO, L. et al. (op. cit.) (ver fig. 8), hay que interpretarlas como fallas de cizalla desarrolladas en un campo de esfuerzos cuya dirección de acortamiento es N-30°E. Estos autores indican también que este sistema está mejor representado que su conjugado de dirección N-160°E, lo que nos indica que la deformación es rotacional; un mecanismo de este tipo ya lo invocamos para explicar la disposición de los pliegues de fase III dentro del Macizo de Aracena. En definitiva, los pliegues de fase III, las fracturas E-W, y las de dirección N-60°E, pueden explicarse de acuerdo con el esquema de la fig. 7.

El sistema de fractura N 60° E tiene una cierta componente vertical, que se traduce en pequeños cabalgamientos de los bloques más septentrionales sobre los meridionales; este hecho fue observado ya por BARD, J.P. (1969), y se explica fácilmente si se admite que el aplastamiento dura más tiempo que la cizalla, lo que originaría un cambio en la dirección del eje "a" (dirección del transporte tectónico) respecto a la dirección de las fracturas, hecho que queda constatado por la presencia de los pliegues retrovergentes.

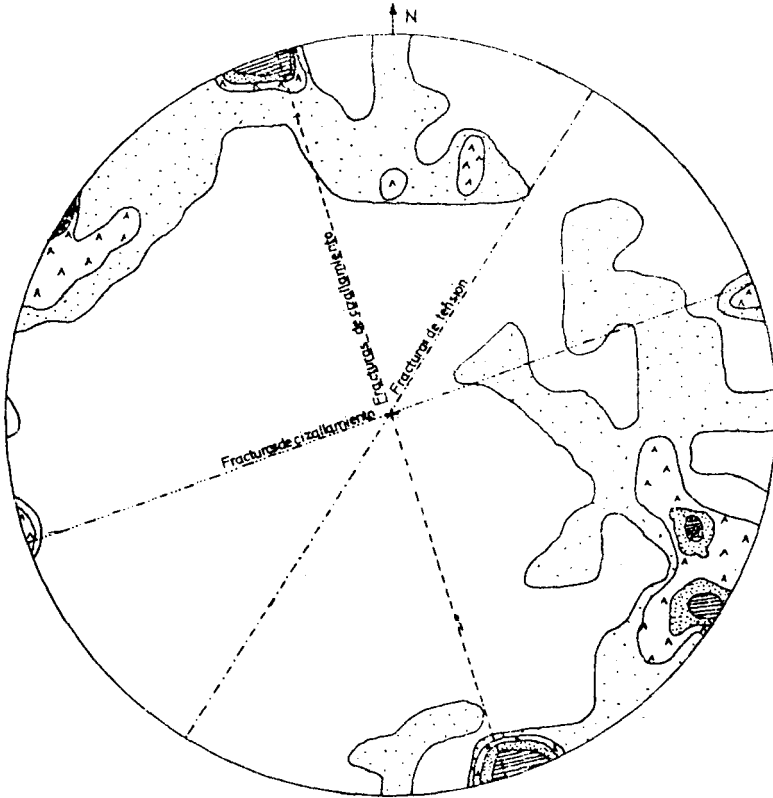


Fig. 8.— 34 POLOS DE FALLAS Y DIACLASAS (contornos 2, 4, 6 y 8%)
(Corta e interior de Mina María Luisa).

Conjugados con estas últimas fracturas se forman otras de direcciones próximas a N-S, tales como las que se observan al E de Alájar, cuya disposición respecto a las anteriores puede observarse en la fig. 7.

3 HISTORIA GEOLOGICA

Para abordar este capítulo mantenemos la división en dominios establecida en el capítulo de Estratigrafía; trataremos su evolución por separado y centraremos nuestra atención en el significado geotectónico de cada uno de ellos.

3.1 DOMINIO NORORIENTAL

Los materiales que constituyen este dominio ocupan una extensión reducida dentro del área de estudio, y la única información que nos proporcionan es la siguiente:

- En el Cámbrico Inferior se depositan potentes series de carácter rítmico, que al parecer se desarrollan en un ambiente de plataforma, o próximo a él.
- En el Cámbrico Medio y en relación con una etapa distensiva, se originan fisuras profundas a favor de las cuales se producen emisiones volcánicas de naturaleza espilítica.
- Por encima de los anteriores materiales y posiblemente en discordancia erosiva, se depositan otros de edad Devónico-Carbonífero, los cuales proceden del desmantelamiento del orógeno que se está formando.

3.2 DOMINIO SEPTENTRIONAL

Está integrado por materiales de edades comprendidas entre el Ordovícico y el Carbonífero, y su evolución es a grandes rasgos la siguiente:

Los depósitos del Ordovícico Inferior parece que son sedimentos de plataforma estable, muy proximales y poco profundos (Comunicación oral de OLIVEIRA, V.). Hacia el techo, la sedimentación es más grosera y se produce una elevación o colmatación de la cuenca. A continuación se observa un cambio brusco; el medio se hace reductor, más tranquilo, y se producen depósitos con materia orgánica; y es a partir de este momento cuando empezamos a observar materiales groseros en la cuenca, con cantos que tienen una esquistosidad anterior. Estos materiales son de edad Silúrico-Carbonífero Inferior y ocupan un surco longitudinal que se sigue desde Portugal hasta el norte de Sta. Olalla del Cala; los sedimentos son de tipo *flysch*, y están clasificados como turbiditas proximales. Más al norte, en la hoja de Higuera la Real (Sierra-Menjuana), vuelven a salir materiales devó-

nicos o devónico-carboníferos; se trata de una brecha calcárea, también con cantos con esquistosidad anterior, que, al parecer, se depositó en un medio más somero (plataforma o borde de talud). Parece pues evidente, que el surco al que hemos hecho mención funcionó como una zona subsidente, con una fractura al norte que debió crear un talud, y que condiciona la aparición de turbiditas al sur; este accidente no responde al concepto de talud continental, ya que no separa una corteza continental de otra oceánica.

Por otra parte, vimos que los sedimentos son tales que indican, al menos en parte, su procedencia de una zona orogénica ortotectónica.

Una cuenca de este tipo responde al concepto de exogeosinclinal propuesto por DEWEY, J.P. y BIRD, F.M. (1970).

3.3 DOMINIO CENTRAL

Como hemos visto, los materiales que constituyen este dominio son rocas volcano-sedimentarias (ácidas y básicas), y rocas paraderivadas o mixtas que se intercalan con niveles carbonatados como ya indicamos en el capítulo de estratigrafía, y dentro de la serie vulcano-sedimentaria se puede observar cómo el carácter volcánico de la serie se acentúa a medida que nos desplazamos al techo de la misma. Toda esta serie debió de depositarse en ambientes poco profundos, ya que existen abundantes niveles calizos intercalados con ella.

Al techo las facies son poco profundas desarrollan un volcanismo piroclástico ácido importante, que de forma gradual se pasa a un apreciable horizonte carbonatado, habitualmente atribuido al Cámbrico. No existen en la Hoja rasgos sedimentológicos que hablen del ambiente sedimentario de estos niveles; no obstante consideraciones de carácter regional permiten asignarle un origen orgánico, habiéndose formado en una facies de plataforma.

Parece pues que son sedimentos propios de plataforma, y es por ello que el Macizo de Aracena se interpreta habitualmente como un umbral, y la idea más generalizada es la de asignar a dicho macizo un carácter de geoanticlinal. ALIA, M. (1963), SCHERMERHORN, L.J.G. (1971).

Por otra parte, los datos de gravimetría (GAIBAR PUERTAS, 1976), indican que la corteza bajo del Macizo de Aracena es de tipo siálico, y se le calcula un espesor aproximado de unos 30 kilómetros.

Es indudable que el Dominio Central se sitúa sobre una corteza siálica; sin embargo, la idea de un geoanticlinal ha sido puesta en duda por APALATEGUI, O. (in. lit.), quien sugiere que dicho macizo es una unidad alóctona, cuyas raíces hay que buscarlas en el flanco invertido del eje Olivenza-Monesterio.

3.4 DOMINIO MERIDIONAL

Los materiales que integran este dominio son rocas básicas al muro (Formación de Acebuches), las cuales pasan gradualmente a rocas sedimentarias fundamentalmente pelíticas, cuarcíticas y grauváquicas (Formación "Pulo do Lobo", "Ribeira de Limas" y "Santa Iría").

Las rocas básicas han sido estudiadas por BARD, J.P. (1977), y son basaltos toleíticos, muy próximos a las toleítas abisales, las cuales se encuentran actualmente bien en dorsales, bien en arcos volcánicos jóvenes. Representan, por tanto, un trozo de corteza oceánica.

Fuera de la zona de estudio y en la Hoja de Aroche, vuelven a aparecer rocas básicas en el núcleo de una antiforma tardía; ocupan la misma posición que las rocas anteriormente mencionadas y a nuestro juicio son la prolongación de ellas.

Los datos gravimétricos citados indican que este dominio se sitúa sobre una zona de importantes anomalías positivas de Bouguer, lo que quedaría perfectamente explicado si las rocas básicas representaran un trozo de corteza oceánica que pudiera seguirse hacia el sur.

Más al sur se observan los efectos de un volcanismo de edad Devónico-Carbonífero, interpretado en ocasiones como un volcanismo de arco-isla. VEGAS, R. et. al. (1975) y sus mineralizaciones comparadas con las del distrito de Kuroko en el Japón, BERNARD, A. et. al (1971).

Este dominio parece que se sitúa sobre una corteza oceánica, limitada al norte por una corteza siálica (Dominio Central), y al sur se dejan sentir los efectos de un hipotético arco-isla; esta disposición responde al concepto de idiogeosinclinal de DEWEY, J.F. y BIRD, F.M. (1970); o dicho de otra forma, parece que estamos en una cuenca de atrás de arco-isla.

Todos estos materiales se pliegan durante la Orogenia Hercínica, la cual comienza dando pliegues tumbados en estado dúctil; con el tiempo, el orógeno va adquiriendo rigidez y las nuevas generaciones de pliegues son cada vez menos evolucionadas; al final el orógeno se comporta de forma rígida y se crean varios sistemas de fracturas. Como ya indicamos, el Macizo de Aracena tiene una evolución algo más compleja que los materiales circundantes, debido a que dicho macizo está implicado en una banda de cizalla, que funciona durante la formación al menos de los últimos pliegues, y es posible que ya lo haga durante la fase II.

4 PETROLOGIA

Dentro de este capítulo, se aborda el estudio de las rocas ígneas que aparecen en la zona, y se hace referencia a los problemas generales del metamorfismo (tipo, edad, localización, etc.).

4.1 ROCAS IGNEAS

Se han agrupado en dos grandes familias, según la naturaleza del magmatismo:

– Magmatismo ácido: granitos, adamellitas y granodioritas, pórfidos ácidos y sienitas.

– Magmatismo básico-intermedio: gabros, dioritas, cuarzo-dioritas, pórfidos dioríticos y diabasas.

Las rocas magmáticas de naturaleza ácida están preferentemente asociadas a las series pizarrosas de las formaciones "Pulo do Lobo" y "Ribeira de Limas"; son de naturaleza ácida, a excepción de diques diabásicos y pórfidos filonianos. Sus características esenciales están establecidas ya por autores anteriores y salvo el ortogneis de Gil Márquez, las demás son sincrónicas o posteriores a la fase III; dan escaso metamorfismo térmico en las rocas encajantes, y su distribución es, a grandes rasgos, congruente con las estructuras regionales.

Dentro del Dominio Central también pueden observarse rocas graníticas de naturaleza ácida o intermedia, como las que aparecen al NE de Linares de la Sierra, y que encajan en la Formación de La Umbría produciendo una pequeña aureola de contacto; otro afloramiento granítico puede observarse al NE de Aracena en el contacto entre la Formación de La Umbría y el episodio dolomítico; este granito tiene textura cataclástica y es paralelo a las estructuras.

A grandes rasgos, los cuerpos intrusivos de naturaleza básica-intermedia afloran en el Dominio Central; predominan las dioritas, cuarzodioritas y gabros, así como pórfidos dioríticos; las diabasas aparecen en pequeños afloramientos, casi siempre no representables. El magmatismo es de tipo intermedio, de la familia de las dioritas, los gabros que se citan corresponden más bien a dioritas augíticas.

4.1.1 Magmatismo ácido

Se engloban dentro de este apartado rocas de naturaleza eminentemente ácida, que por su relación con las distintas etapas de deformación, conviene dividir las en dos grupos.

4.1.1.A Granitoides precoces

Se engloban aquí rocas ígneas emplazadas antes de que se formen los últimos pliegues de la zona.

4.1.1.A.1 Ortogneis de Gil Márquez (β y η^2)

Es sin duda la manifestación ígnea de carácter ácido más antigua de la zona; se trata de un granitoide orientado de composición granodiorítica que se emplaza en la Formación "Pulo do Lobo", a la que metamorfiza ampliamente, y aparece en el núcleo de una estructura anticlinal de tercera fase hercínica.

Es una roca granuda, de tamaño de grano medio a grueso bordes angulosos y orientados.

Estudio microscópico.

- Textura: Cataclástica.
- Componentes principales: Cuarzo, albita y feldespato potásico (microclina).
- Componentes accesorios: Biotita, sericita, clorita, circón y apatito.

Se trata de una roca cataclástica derivada de una granodiorita, constituida por clastos de cuarzo con extinción ondulante y de feldespatos, ambos en una matriz de cuarzo con textura en mortero, y minerales filíticos que se adaptan a los clastos.

Como hemos indicado, esta roca produce un metamorfismo de contacto en los materiales en los que encaja, con aparición de moscovita, biotita, andalucita y sillimanita; esta última sólo se encuentra en las zonas más internas de la aureola.

La deformación de este granito es posterior a la esquistosidad ligada a la primera fase hercínica; se trata por tanto de una roca intercinemática, posiblemente anterior o simultánea con las estructuras de fase II hercínica.

4.1.1.B *Granitoides tardíos*

Englobamos aquí un grupo de rocas de composición granítica, posteriores a las estructuras de fase III.

4.1.1.B.1 Granitos, localmente adamellititas (γ^2)

Son las rocas que adquieren mayor desarrollo; están afectadas por intensa cataclasis y aparecen surcadas por diques porfídicos, aplíticos y diabasas. Tienen tamaño de grano medio a grueso; algunas corresponden a facies de borde o de dique, con probables albitización y sericitización posteriores.

Estudio microscópico.

- Textura: Granuda, generalmente hipidiomorfa.
- Componentes principales: Cuarzo, feldespato potásico plagioclasas (albita-oligoclasa), y biotita (parcialmente cloritizada).
- Componentes accesorios: Apatito, epidota, circón, clorita (secundaria de biotita), rutilo y menas metálicas.

Corresponden a granitoides que han sufrido primero una intensa cataclasis, a favor de la cual progresan fenómenos metasomáticos posteriores, con introducción de feldespato potásico, epidota y sílice. Al mismo tiempo las biotitas se transforman en cloritas.

Las plagioclasas están sericitizadas, con inclusiones de cristales idiomorfos de minerales metálicos, sin que éstos estén en relación con fracturas.

Es interesante el afloramiento granítico que se presenta paralelo al Ayo. de la Fuente del Concejo, donde puede observarse cómo el granito que viene desde la Sierra del Oso y que se corta en el km 34,800 de la carretera de Aracena a Campofrío, está totalmente silicificado; especialmente cuando nos desplazamos hacia el borde oriental de la Hoja. Este granito se sabe que ocupa una posición de fractura y a través de él se ponen en contacto las formaciones de "Acebuches" y "Ribeira de Limas", quedando laminado todo el "Pulo do Lobo".

4.1.1.B.2 Pórfidos graníticos (γ^2)

La alteración de la roca y la formación de suelo imposibilitan una cartografía detallada de las bandas de pórfidos, por lo que se ha hecho a partir de la mayor abundancia de una roca sobre otra.

Entre la Dehesa de Montecandiles y Sierra Morales, se nos pone de

manifiesto la intensa fracturación de los materiales, donde abundan los pórfidos graníticos, que son claramente posteriores a las rocas graníticas, de acuerdo con las relaciones espaciales observadas.

También cabe señalar la aparición de diques aplíticos y básicos, poco potentes (no sobrepasan 1,5 m), de dirección E-O aunque también los hay asociados a fracturas NE-SO y como el que aparece al sur de la Sierra de la Giralda, de dirección NO-SE, relleno por cuarzo con diseminación de sulfuros de cierta entidad.

Estudio microscópico.

– Textura: Porfídica, holocristalina y/o granuda.

– Componentes principales: Cuarzo, feldespato potásico y plagioclasas (oligoclasa-andesina).

– Componentes accesorios: Clorita (alteración de biotita), sericita y sausruta (de alteración de plagioclasas), apatito, rutilo, circón, epidota, moscovita y menas metálicas.

El grado de alteración es de medio a elevado.

Los fenocristales de cuarzo presentan con frecuencia formas redondeadas, debidas a fenómenos de corrosión magmática.

Hay que destacar la frecuente aparición de pirita en cristales idiomorfos y otros sulfuros no reconocibles por estar alterados.

El ortogneis de Gil Márquez, los granitos, los pórfidos graníticos, así como algunas rocas ígneas básicas, constituyen un complejo ígneo llamado, Complejo de Escalada por GUTIERREZ ELORZA, M. (1970).

Aflora al sur de la Hoja, ha sido estudiado por diversos autores, como BARD, J.P. (1969), quien destaca su carácter cataclástico, y hace referencia a la pequeña extensión de su aureola de contacto que no pasa de la facies albita-epidota y que dicho autor explica por tectonización de los contactos.

GUTIERREZ ELORZA, M. (1970), establece un ligero carácter subvolcánico a partir de datos de diaclasas, y apunta una génesis particular por reactivación del basamento que originaría fuertes presiones tectónicas, que trituraron el conjunto granítico-magmático del basamento, dándole una textura cataclástica que facilitarían la reordenación de sus constituyentes, y que con la presencia de vapor de agua se inyectó en la cobertera "a modo de papilla". La disposición alargada sería debida a líneas de debilidad tectónica, y su cataclisis por accidentes tectónicos posteriores.

COPEIRO et. al. (inérito), en la Hoja de El Castillo de las Guardas, establecen la existencia de dos fases intrusivas: una ácida y otra básico-intermedia. Debido a que las alteraciones son frecuentes, con albitización y potasificación, y por caracteres texturales, sugieren que se trate de intrusiones de poca profundidad y enfriamiento rápido.

BARD, J.P. (1969), dice que los granitoides y pórfidos ácidos son anteriores a las diabasas; COPEIRO et. al. dan una secuencia contraria, pero puede que estos últimos autores se refieran a rocas básicas aflorantes más al sur y distintas de las representadas en este área de estudio.

Los granitoides y pórfidos ácidos se encuentran afectados por desgarres NE-SO., mientras que las diabasas se emplazan en estos desgarres.

4.1.1.B.3 Sienitas (n_x2)

Se agrupan aquí a unas rocas que aparecen en el Subdominio Central B, siendo difícil en la mayoría de los casos, el separarlas o establecer sus límites.

Están representadas por las siguientes láminas delgadas DQ-3002, al O de Linares de la Sierra; CV-1710 al N de Cortegana; AI-259 y AI-262, al E de Cortegana.

En cualquier caso, al microscopio, su origen no es claro clasificándolas a veces como pegmatoides, otras en relación con fenómenos volcánicos, también como variaciones marginales de intrusivos ácidos al entrar en contacto o asimilar rocas sedimentarias y otras veces como productos de diferenciación en relación con el metamorfismo.

Son rocas granudas, de tamaño de grano variado y color claro, generalmente rosado.

Estudio microscópico.

- Textura: Granular alotriomorfa (en alguna muestra hipidiomorfa).
- Componentes principales: Feldespato potásico, plagioclasa (albita, y en una muestra andesina).
- Componentes accesorios: Cuarzo, anfíbol monoclinico, óxido de hierro, piroxeno, epidota, biotita, apatito, granate, esfena y rutilo.

4.1.2 Magmatismo básico

Incluimos dentro de este apartado una serie de rocas constituidas por materiales de tendencia intermedia o básica, y que afloran preferentemente en el Dominio Central.

4.1.2.1 Dioritas, localmente gabros o cuarzodioritas ($b\eta2$)

Son rocas granudas, de grano medio a grueso, de color oscuro (verdoso a grisáceo), y masivas.

Distinguimos dentro del presente apartado tres grupos de rocas, que aunque tengan composición similar plantean problemas a la hora de establecer sus relaciones respecto a las distintas fases de deformación y al metamorfismo.

4.1.2.1a Grupo I

Se incluyen todos los afloramientos de rocas de composición diorítica que afloran en el Subdominio A, o bien en la fractura que le separa del Subdominio B. Se incluyen, por tanto, en este apartado los cuerpos intrusivos de La Nava, El Repilado, Los Romeros, y los pórfidos dioríticos que afloran como pequeños *stocks* alrededor de los anteriores cuerpos intrusivos.

Intrusivo de La Nava.— Se trata predominantemente de cuarzodioritas, se extiende desde dos km al E hasta 5 km al O de dicho pueblo. Sigue la misma dirección que las capas, y parece que se emplaza a favor de una gran fractura paralela a las estructuras. Produce metamorfismo de contacto en franjas de espesor variable, por lo general entre 100 y 300 m, en las que aparecen minerales tales como: andalucita, corindón, biotita y moscovita dentro de las filitas; y granate, diópsido y epidota en rocas con carbonatos.

Intrusivo de El Repilado.— Ocupa una extensión aproximada de 3 km² al NO y SE de esta población y es de composición diorítica. Se encuentra cortado por una falla de desgarre sinextrosa de dirección E-O. Produce metamorfismo de contacto, al igual que el de La Nava, pero la aureola es más estrecha, pues no supera los 100 m de espesor.

Intrusivo de Los Romeros.— Son dos *stocks* de composición diorítica, con formas irregulares, que ocupan una superficie de 0,2 y 3 km² cada uno.

Encajan en materiales con metamorfismo medio, por lo que no se aprecian los efectos del metamorfismo de contacto, al quedar solapado por las paragénesis anteriores que, como se ha indicado, son de baja presión y alta temperatura.

Estudio microscópico.

— Textura: Hipidiomorfa granular.

— Componentes principales: Plagioclasa, anfíbol y biotita en menor proporción.

— Componentes accesorios: Cuarzo, apatito, esfena, feldespato potásico, leucoxeno y opacos.

— Componentes secundarios: Clorita, minerales sericítico-arcillosos, epidota, escapolita y falsas zeolitas.

La plagioclasa (andesina) zonada, y en cristales subhedrales prismáticos.

El anfíbol es una hornblenda verde-marrón, muestra inclusiones de minerales metálicos y es corroído por la biotita. El feldespato potásico y el cuarzo cristalizan en los intersticios y aparecen asociados. La clorita procede de la biotita y del anfíbol. La escapolita se forma por alteración de la plagioclasa y progresa desde las zonas internas a las externas.

Es frecuente observar cristales de tremolita que se forman por reemplazamiento del anfíbol y, al parecer, está ligada a fenómenos retrometamórficos (muestra AI-246).

Pórfidos dioríticos.— Presentan afloramientos de dimensiones muy reducidas (de varios metros a decenas de metros), y generalmente emplazan en fracturas. Se concentran, sobre todo, en los alrededores de grandes cuerpos intrusivos, incluso dentro de ellos, pero más generalmente en los bordes; como se observa en la continuación al E y O del intrusivo de La Nava.

Estudio microscópico.

— Textura: Va de porfídica cristalina a hipidiomorfa granular.

— Componentes principales: Plagioclasa (generalmente andesina), anfíbol (hornblenda), minerales sericítico-arcillosos y a veces también clorita y cuarzo.

— Componentes accesorios: Cuarzo, epidota, clorita, opacos, feldespato potásico, apatito, circón, leucoxeno, esfena y biotita.

Se observan grandes cristales de plagioclasa y anfíbol; la mesostasis es de plagioclasas pequeñas, minerales arcillosos, cuarzo y biotita.

Los fenocristales de plagioclasa tienen inclusiones de anfíboles, y con frecuencia son cristales zonados.

El feldespato potásico, y en muchas ocasiones el cuarzo y la clorita, parecen posteriores, evidenciando fenómenos de potasificación con los que está relacionada la aparición de opacos.

Las denominaciones petrológicas de las rocas englobadas aquí son: pórfido tonalítico, microtonalita y microdioritas porfídicas.

4.1.2.1b Grupo II

Se incluyen en este grupo las rocas dioríticas que aparecen en el Subdominio Central B, y que no están relacionadas con la fractura que lo separa del Dominio Meridional.

Se trata de una serie de afloramientos de forma irregular, que se siguen desde el O de Los Romeros, hasta el borde occidental de la Hoja; estando perfectamente representados en Cortegana, Cerro y Estación de Almonaster.

Estudio microscópico.

- Textura: Granular hipidiomórfica.
- Componentes principales: Plagioclasa, anfíbol y, en algunas ocasiones, piroxeno y biotita.
- Componentes accesorios: Leucoxeno, circón, cuarzo y feldespato potásico.
- Componentes secundarios: Minerales arcillosos, clorita, epidota y feldespato potásico.

La plagioclasa (andesina-labradorita) aparece en grandes cristales tabulares y generalmente alterada. El anfíbol es idiomorfo, se trata de una hornblenda marrón o marrón-verdosa, a veces procede de los piroxenos (muestras AI-281 y 1.106).

El piroxeno es por lo general diópsido (augita ocasional) puede aparecer como componente principal o bien como accesorio, respecto a este hecho se observa una cierta polaridad, de forma que los afloramientos más meridionales, que son los más metamórficos, presentan el diópsido como componente principal.

La tremolita-actinolita se forma por retrometamorfismo a partir de minerales ferromagnesianos. El cuarzo, los opacos y, ocasionalmente, el feldespato potásico son intersticiales, evidenciando a veces este último un proceso de potasificación.

4.1.2.1c Grupo III

En este grupo se considera la alineación intrusiva que pasa por los alrededores de Alájar, Almonaster, Las Veredas, se continúa hacia el E en la Hoja de Santa Olalla del Cala y hacia el O por la Hoja de Aroche.

Se trata de una alineación de dioritas, con afloramientos que varían entre 0 y 500 m. Ocupan una zona de fractura importante que sirve de separación entre los dominios Central y Meridional.

Esta alineación de dioritas coincide con la zona de mayor metamorfismo, disminuyendo éste progresivamente hacia el N, mientras que hacia el S el paso es más brusco hasta el grado bajo. El significado de esta fractura y su relación con el metamorfismo serán tratados en un capítulo posterior.

Estudio microscópico.

- Textura: Granoblástica o granonematoblástica orientada.
- Componentes principales: Plagioclasas, piroxeno monoclinico, y a veces anfíboles y piroxenos rómbicos.
- Componentes accesorios: Epidota, cuarzo, esfena, apatito, biotita y opacos.

– Componentes secundarios: Minerales sericítico-arcillosos, clorita y prehnita.

Las plagioclasas son de composición andesina-labradorita, están a veces orientadas, contienen apatitos idiomorfos y en general aparecen alteradas a sericita o prehnita (AI-145). El piroxeno es por regla general dióxido, a veces augita, es subautomorfo o alotriomorfo.

El anfíbol se forma a partir de los piroxenos e indica un proceso retro-metamórfico, lo mismo sucede con la actinolita-tremolita, que pueden formarse bien a partir del piroxeno o de la hornblenda.

Estas rocas se clasifican bien como metagabros, bien como ortogneis piroxénico en cuyo caso se indica que existen texturas residuales de rocas ígneas (AI-1071), bien como gneises diopsídicos de origen orto (AI-1134); por último se clasifican como granulitas las rocas en las que se encuentra ortopiroxeno (muestras AI-1083, AI-1084 y AI-1099).

Todas estas rocas afloran en una alineación oblicua a las estructuras de Aracena, que suponemos representa un gran accidente cicatrizado por rocas ígneas con una evolución compleja.

4.1.2.2 *Consideraciones sobre las rocas dioríticas*

Tanto desde el punto de vista de las asociaciones minerales, como de la textura, estas rocas presentan una secuencia similar a la establecida para las rocas metamórficas. Este hecho es importante e invita a relacionarlas entre sí.

BARD, J.P. (1969) se plantea este mismo problema; establece una relación temporal respecto al momento de intrusión de las dioritas, y sugiere que son progresivamente más modernas a medida que nos alejamos de las zonas más metamórficas.

Por el momento se trata de un problema no resuelto cuya solución sólo es posible por dataciones absolutas, ya que las relaciones blastesis-deformación con prácticamente imposibles de determinar en las zonas más metamórficas.

4.1.2.3 *Diabasas* (ϵ^2)

Se engloban en este apartado una serie de rocas que afloran en todos los dominios, bien en relación con fracturas, bien como *stocks* de pequeñas dimensiones tales como los que afloran en Mina María Luisa, o aquellos que

aparecen en el borde S de la Hoja dentro del complejo ígneo de Campofrío.

La presencia de estas rocas en forma de diques indican unas condiciones hipoabisales, a partir del magma básico. Son las últimas rocas ígneas en intruir ya que cortan a las anteriores. Son rocas granudas, de color verdoso o gris oscuro, masivas y con fractura irregular.

Estudio microscópico.

– Textura: Subofítica, porfídica hipidiomorfa a holocristalina.

– Componentes principales: Plagioclasa (oligoclasa-andesina-labradorita), anfíbol (hornblenda y actinolita-tremolita), y minerales sericítico-arcillosos. A veces con piroxeno (augita), y clorita o biotita verde.

– Componentes accesorios: Cuarzo, epidota, opacos, apatito, circón, esfena, y calcita (secundaria). También piroxeno (augita), clorita o biotita, cuando no son principales.

Son rocas porfídicas, con fenocristales de plagioclasas sericitizadas y anfíboles en una matriz de grano fino, formada por los mismos minerales junto con cuarzo.

En algunas muestras se observan ligeras transformaciones de tipo hidrotermal (o posibles soluciones deutéricas), que producen epidotización, dando lugar a: cloritización, formación de epidota, así como descenso en el contenido de anortita en las plagioclasas; además, existe una potasificación tardía.

Los ferromagnesianos están sufriendo una sustitución generalizada por minerales del grupo tremolita-actinolita.

Los carbonatos son intersticiales (por liberación de calcio de las plagioclasas o bien por aportes tardíos de tipo hidrotermal).

4.2 CONSIDERACIONES GENERALES RESPECTO AL METAMORFISMO

A continuación vamos a abordar una serie de temas que nos van a permitir definir el metamorfismo de Aracena; el hecho de tratarlo después del capítulo de rocas ígneas es debido a que existe una clara relación, y posiblemente genética, entre metamorfismo y dichas rocas.

4.2.1 Localización

Todos los materiales estudiados están afectados por un metamorfismo regional dinamo-térmico, que por regla general no sobrepasa la facies de

esquistos verdes; el área de Aracena representa una excepción, por cuanto existe un mayor gradiente térmico.

Los materiales afectados por un metamorfismo mayor, pertenecen bien al Dominio Central, o al Dominio Meridional; (el área metamórfica no coincide con un dominio determinado).

A grandes rasgos se puede definir una zonación metamórfica, con un núcleo en el que se alcanzan las facies granulíticas, una zona más externa en facies anfibolitas en la que se indica la anatexia de los Gneises de Fuente del Oro, y una zona externa en facies esquistos verdes.

4.2.2 Relación blastesis deformación

Los hechos más destacables desde este punto de vista son los siguientes:

a) Las rocas menos metamórficas, son las que actualmente, por regla general se nos muestran más orientadas.

b) En las rocas de composición pelítica, próximas a las zonas más metamórficas, es frecuente observar una blastesis helicítica de moscovita, biotita y a veces cordierita.

c) Las rocas más metamórficas (zona media de la facies anfibólica o más) están por regla general poco orientadas, presentan texturas granoblásticas y, según BARD, J.P. (1969), muestran minerales de hábito porfiroblástico que cristalizan en condiciones estáticas tardi o post-cinemáticas.

Parece pues evidente que la blastesis en las zonas más metamórficas, se efectúa durante un lapso de tiempo superior a aquél de la primera fase.

4.2.3 Relación metamorfismo-rocas ígneas básicas-intermedias

Un hecho a destacar y que, a nuestro juicio, es de gran importancia, es la estrecha relación espacial entre las rocas ígneas de afinidad básica-intermedia con las zonas de mayor metamorfismo. Todos los macizos de composición diorítica intruyen en el Dominio Central, o bien cicatrizan la fractura que separa dicho macizo del Dominio Meridional. En relación con dichas intrusiones siempre se observa un aumento del metamorfismo.

Desde este punto de vista, es muy interesante estudiar las intrusiones dioríticas que emplazan en zonas poco metamórficas, ya que las rocas que conservan aspectos texturales que nos permiten establecer la relación entre el emplazamiento de dichas rocas y las distintas fases de deformación.

En relación con el intrusivo de La Nava se han observado los siguientes hechos:

- a) Los contactos son netos y paralelos a las capas.
- b) Hay un aumento de metamorfismo.
- c) En las rocas filíticas próximas a las dioritas se forman andalucitas, que crecen englobando a la esquistosidad (helicíticas) y que, sin duda, hay que interpretarlas como productos de un metamorfismo de contacto.
- d) Las rocas calcosilicatadas próximas a dicha intrusión se han clasificado como gneises diopsídicos y, al parecer, son idénticos a aquellos que aparecen en zonas más metamórficas, donde se relacionan con un metamorfismo regional.

Otro hecho muy significativo es que la gran fractura que nos servía de separación entre el Dominio Central y Meridional, está actualmente cicatrizada por rocas dioríticas y/o gabroides, y coincide con las zonas de mayor metamorfismo. Como ya dijimos, dicha fractura es oblicua a las estructuras del Dominio Central, y paralela al contacto entre las ortoanfibolitas toleíticas de grano grueso y grano fino, el cual tiene un valor similar al de una isograda (aproximadamente coincide con la aparición del diópsido).

Por último destacar la zonación mineralógica y textural observada en las rocas ígneas.

4.2.4 Gradientes del metamorfismo

Los gradientes observados en este área metamórfica son diferentes de un lado y otro de la zona axial.

El área norte presenta gradientes del orden de 70° por kilómetro, BARD, J.P. (1969); estos valores son compatibles con un metamorfismo regional dinamo-térmico de alto gradiente, tal como los definidos en los macizos de Abukuma, Bosost, etc.

Sin embargo, el borde sur presenta características distintas y se llegan a gradientes próximos a 150° c/ kilómetro.

4.2.5 Minerales precoces

En relación con las metabasitas y en la zona B¹ definida por BARD, J.P. (1969), dicho autor cita la presencia de crossita, blindada por actinolita. Dicho mineral coexistía en equilibrio con epidota, albita, cuarzo; esta asociación, frecuente en los esquistos verdes con glaucofana, exige unos gradientes bajos del orden de 10° c/ km a 15° c/ km, es un mineral típico de zonas de grandes mantos, y dentro de la cadena Hercínica está citado en los

macizos máficos del NW de la península, en la Bretaña, y en los complejos máficos del Macizo Central francés donde se piensa que las estructuras son de grandes mantos (RIES c. and SHACKLETON 1971, BAYER, R. et. al. 1978, APALATEGUI, O. 1979 y MATTE, P. et BURG, J.P. in lit.).

4.2.6 Conclusiones

Los datos que hay que conjugar para interpretar el metamorfismo de esta zona son los siguientes:

- a) Existe una gradación del metamorfismo.
- b) Hay un aumento de los gradientes metamórficos a medida que se progresa en el tiempo.
- c) Las zonas más metamórficas coinciden con las zonas en que intruyen las rocas de composición diorítica, y los minerales metamórficos cristalizan en condiciones estáticas tardicinemáticas.
- d) Existen gradientes congruentes con un metamorfismo de contacto superficial WINKLER, H. (1976).

Los datos expuestos nos invitan a pensar por una parte en un metamorfismo dinamo-térmico, y por otra parte en un metamorfismo estático; a nuestro juicio y puesto que no se puede desligar un fenómeno del otro, ya que existe una gradación metamórfica desde las zonas más internas a las más externas, el esquema que nos parece más adecuado es el siguiente:

El metamorfismo se inicia con gradientes bajos, y evoluciona con el tiempo hacia gradientes mayores. El aumento del gradiente térmico estaría provocado por las intrusiones de los cuerpos dioríticos, los cuales serían tardi a postcinemáticos respecto a la primera fase, y provocarían una recristalización de las rocas próximas en condiciones estáticas o casi estáticas, con la consiguiente pérdida de las texturas adquiridas por la roca en los estadios anteriores. La intrusión de estos cuerpos estarán precedidas por domos térmicos sincinemáticos con la primera fase, y es durante esta época que debieron formarse los granitos anatéxicos. Las intrusiones de estas rocas se producirían a favor de zonas de debilidad de la corteza, como lo demuestra el hecho de que las zonas más metamórficas coincidan, a grandes rasgos, con el gran accidente que separa los dominios Central y Meridional.

4.2.7 Edad del metamorfismo

La edad de los materiales que están afectados por metamorfismo oscila entre el Precámbrico y el Devónico; por tanto es indudable que existe un

metamorfismo regional hercínico que alcanza como mínimo las facies esquistos verdes.

En principio y puesto que los materiales del Dominio Central parece que son del Precámbrico, se podría pensar que las zonas más metamórficas pudieran estar relacionadas con dichos materiales y, por tanto, pudieran corresponderse con macizos polimetamórficos donde se solapara un metamorfismo hercínico y otro precámbrico; este hecho hay que descartarlo, ya que las zonas más metamórficas no son exclusivas de los materiales del Precámbrico; como ya hemos indicado hay materiales del Dominio Meridional (de edad posiblemente Silúrico) que llegan a facies anfibolita e incluso granulita.

De acuerdo con lo anterior interpretamos que este metamorfismo una edad hercínica, llegando respecto a este tema a la misma conclusión que BARD, J.P. (1969).

5 GEOLOGIA ECONOMICA

Las posibilidades económicas que ofrece la Hoja de Aracena son muy variadas, sin embargo, se encuentra sin aprovechar en su mayor parte.

5.1 MINERIA

En el Proyecto "Investigación Minera de la parte N de la Reserva Estatal SUROESTE", se han reconocido 102 indicios mineros en esta Hoja, la mayor parte de ellos situados en el Dominio Central. A pesar del gran número de indicios mineros reconocidos, sólo hay una mina en activo (María Luisa).

La mayoría de estas mineralizaciones encajan en el Dominio Central.

Se pueden establecer los siguientes grupos:

a) María Luisa-Fuenteheridos

En general se distingue una primera etapa singenética (volcano-sedimentaria), en la que destacan pirita y pirrotina, localmente con blenda, calcopirita, magnetita, barita y posiblemente galena. Sobre la mineralización primaria se puede superponer otra de origen epigenético, más compleja, pero que generalmente está compuesta por calcopirita, blenda, galena, barita y magnetita. Esta mineralización, como se aprecia, es muy similar a la primaria, por

lo que existe la duda si se trata de removilizaciones tectónicas o nuevos aportes hidrotermales y/o *skarn*.

Encajan en su mayor parte en el Dominio Central, preferentemente en la serie volcano-sedimentaria ácida, y también en rocas carbonatadas.

El indicio más importante es la Mina María Luisa, donde las sustancias explotadas son Cu y Zn correspondientes, en su mayor parte, a la etapa primaria con removilizaciones locales a superficies de discontinuidad; existen niveles con magnetita de escasa entidad que no han sido explotados.

En los numerosos indicios mineros de la zona comprendida entre Fuenteheridos y Castaño del Robledo (minas S. José, Zizitte, Felipe II, etc.) la mineralogía más interesante es de Pb-Zn, que cuando alcanzan mayores concentraciones, como en las minas citadas, parecen corresponder a la etapa epigenética. Las mineralizaciones primarias están ampliamente representadas en esta zona, con diseminaciones de pirita, calcopirita, blenda y abundante barita.

Otros indicios y zonas mineralizadas de este grupo son: Jabugo, Sierra de la Cadena, Fátima, Hullera, Conchita y Santa Ana. En los indicios situados al S de Jabugo predomina la magnetita sobre los sulfuros. En la Sierra de la Cadena (continuación al O de María Luisa) son diseminaciones de pirita-pirrotina, con calcopirita y blenda subordinadas. En Fátima y Hullera-Conchita (SO y E de Aracena, respectivamente), al igual que en Santa Ana (S de El Repilado) aparecen pequeñas masas semimasivas de sulfuros y magnetita. Todas estas mineralizaciones están relacionadas con la etapa primaria, y a la vista de las investigaciones realizadas hasta el presente el interés económico es reducido. Existen otros indicios, con óxidos de Fe (hematites-limonita) que pueden tener pirita, siderita y magnetita accidentales. Son mineralizaciones estratófilas pero concentradas con cuarzo en fracturas subparalelas a las capas. Encajan en la Unidad de El Cubito, y el indicio más importante es Las Minillas (NO de Aracena).

b) Mina S. Carlos (Grafito)

Encaja en gneises grafitosos con cuarcitas negras de la serie volcano-sedimentaria con metamorfismo de grado medio a alto. El grafito procede de la materia orgánica transformada durante el metamorfismo; se concentra de forma estratófila según los planos de esquistosidad principal, con potencias milimétricas en general, que requieren un tratamiento y concentración costosos. Junto al grafito aparece localmente hematites y/o magnetita.

La mina S. Carlos (S de Cortegana) es el mayor indicio de este tipo, existiendo otros más pequeños en sus proximidades.

c) Las Cabrillas

La mineralización es de óxidos y silicatos de manganeso. Encaja en cherts-jaspes metamorfozados a cuarcitas, y localmente en dolomías marmorizadas y silicificadas.

Sólo existen dos indicios de este tipo; el que da nombre al grupo (N de Mina María Luisa) y otro al S.

d) Filones de Cu-Pb-Zn

La mineralogía es calcopirita, blenda, galena y sulfosales complejas con ganga de cuarzo y calcita.

La Mina más importante es Eureka, al O de La Nava. En otros casos la mineralogía es exclusivamente de calcopirita con cuarzo y/o calcita, como en la Sierra de la Giralda.

e) Otras mineralizaciones

Existen numerosos indicios distribuidos por toda la Hoja, que en general se trata de pequeñas impregnaciones de óxidos de Fe ligadas a muy diversos tipos de rocas; así como otros pequeños indicios de asbesto y filones de barita. Todos ellos sin interés actual.

5.2 CANTERAS

Se divide este apartado en tres epígrafes, de acuerdo con la utilización que se hace de los diversos materiales.

5.2.1 Rocas de Construcción

No hay ninguna explotación importante destinada a este fin, no obstante hay que señalar que las pizarras devónicas, sobre todo los tramos más altos de la serie, presentan buenas condiciones para ser utilizadas como pizarras de techar; con este fin se han observado pequeñas explotaciones de uso muy restringido.

También hay que señalar la presencia de pequeñas canteras ubicadas en los mármoles blancos que se han utilizado para la obtención de cal; en las proximidades de estas canteras hemos visto pequeños hornos actualmente derruidos.

Por último hay que indicar que las rocas graníticas han servido como roca de construcción, de escasa importancia, para la edificación con sillería de esta procedencia. En las proximidades de Gil Márquez funciona de manera intermitente una cantera para sacar bloques de piedra.

5.2.2 Áridos

Dentro de los posibles materiales utilizables como áridos y que presentan viabilidad de explotación se encuentran las calizas y anfibolitas (áridos de trituración) y las arenas y gravas (áridos naturales).

Los afloramientos de formaciones carbonatadas son relativamente frecuentes dentro de la zona estudiada, en la actualidad se explotan en dos canteras: la primera situada al O de Aracena y la segunda al SO de Los Marines, ambas en las proximidades de la carretera Sevilla-Lisboa.

Las anfibolitas que aparecen en la Mina María Luisa se utilizan como áridos de trituración y se emplean como material de asiento en carreteras y ferrocarriles.

En relación con los depósitos aluviales de mayor envergadura aparecen arenas y gravas que han sido empleadas como áridos naturales; un ejemplo de ello es la explotación que se encuentra en el arroyo Caliente al N de La Nava.

También las arenas de alteración de granitos se han utilizado como áridos naturales, aunque de forma muy esporádica.

5.2.3 Rocas ornamentales

Los mármoles se han utilizado como roca ornamental, habiéndose detectado una serie de pequeñas labores, de las cuales aquéllas situadas al N de Fuenteheridos son las que más destacan por la calidad del material extraído.

Las anfibolitas de grano grueso también podrían ser utilizadas como roca ornamental, ya que son muy espectaculares, consistentes, y se pulen fácilmente; el único problema es saber si pueden extraerse bloques de suficiente tamaño. A este respecto la zona de Calabazares presenta, a nuestro juicio, buenas perspectivas.

También resulta interesante como roca ornamental el ortogneis de Gil Márquez, aunque hasta el momento sólo se ha utilizado como roca de construcción.

5.3 HIDROGEOLOGIA

El elevado índice pluviométrico y la notable impermeabilidad del substrato (excepto las rocas carbonatadas) condicionan una elevada escorrentía con un coeficiente de percolación e infiltración profunda relativamente bajo. En consecuencia, y siempre que no se trate de las formaciones carbonatadas, los caudales subterráneos susceptibles de captación y alumbramiento son generalmente muy limitados, siendo las zonas de fractura las que presentan mejores posibilidades.

Solamente constituyen acuíferos de importancia los tramos carbonatados, los cuales han desarrollado importantes aparatos kársticos y deben de almacenar grandes volúmenes de agua, como lo pone de manifiesto la presencia generalizada de importantes fuentes en relación con dichos materiales. Una de estas fuentes, la de la Peña de Arias Montano, ha dado lugar a un travertino de grandes proporciones.

La zona que presenta mayores posibilidades para la captación de aguas es el flanco N del anticlinal de Fuenteheridos — La Umbría, entre las calizas que allí afloran y la falla E-O que se sitúa inmediatamente al N.

BIBLIOGRAFIA

- ALIA, M. (1963).— “Rasgos estructurales de la baja Extremadura” *B.R.S.E.H.N.* (G) 61, 247-262.
- APALATEGUI, O. (1979).— “Consideraciones estratigráficas y tectónicas en Sierra Morena Occidental” (in litt.).
- APALATEGUI, O. (1979).— “Consideraciones tectónicas y cinemáticas en Galicia oriental” *Bol. Geol. Min.* T. XC-LI (141-146).
- ARMENGOT, J. (1970).— “Mapa geológico y Memoria explicativa de la Hoja núm. 938, Nerva” *Publ. del I.G.M.E.*
- BARD, J.P. (1969).— “Le métamorphisme régional progressif des Sierras d’Aracena en Andalousie Occidentale (Espagne)”. *Tesis Fac. Sci. Montpellier.* pp. 397.
- BARD, J.P. (1971).— “Sur l’alternance des zones métamorphiques et granitiques dans le segment hercynien subibérique; comparaison de la variabilité des caractères géotectoniques de ces zones avec orogenes orthotectoniques” *Bol. Geol. y Min.* T. 82, vol. 3-4, pp. 324-345.

- BARD, J.P. (1977).— "Signification tectonique des métatholeites d'affinité abyssal de la ceinture métamorphique de basse pression d'Aracena (Huelva, Espagne). *"Bull. Soc. Géol. France (7), t. XIX, núm. 2, pp. 385-393.*
- BARD, J.P. et FABRIES, J. (1970).— "Aperçu pétrographique et structural sur les granitoides de la Sierra Morena Occidental (Espagne)". *Bol. Geol. y Min.*, t. 81, vol. 2-3, pp. 226-241.
- CARVALHOSA, A.— "Contribuição para o conhecimento geológico da região entre Portel e Filcalho (Alentejo)" *Serv. Geol. Port. Mem. II (N.S.)*.
- BAYER, R. et al (1978).— "Is the maficultramafic massif of Cabo Ortegal a nappe emplaced during a Variscan obduction,? A new gravity interpretation. *Tectonophysics* 57 (1979), T9-T18 Amsterdam.
- BELTRAN, F. (1976).— "Estudio geológico-minero en la zona de las contiendas" (Trabajo para la empresa Hidronitro, S.A.).
- BERNARD, A.J. et al.— "Aperçu sur le province pyriteuse Sud-Ibérique" *Cont. Soc. Geol. Belg. Gus. Strat. Prov. Cup. Liebe* 287-315.
- CARVALHO, D.; GOINHAS, J.; OLIVEIRA, V.; RIBEIRO, A. (1971).— "Observações sobre a Geologia do Sul de Portugal e consequências metalogenéticas". *Estudos, notas e trabalhos do Ser. Fom. Mineiro*. vol. XX, pp. 153-199.
- CARVALHO, D.; CORREIA, H.A.C., e INVERNO, C.M.C. (1976).— "Contribuição para o conhecimento geológico de Grupo de Ferreira-Ficalho. Suas relações com a Faixa Piritoxa e Grupo do Pulo do Lobo". *Memorias e Noticias*, núm. 82, pp. 145-169.
- CARVALHOSA, A.B. (1968).— "Noticia explicativa de Folha 44-CD Vila Verde de Ficalho". Carta Geológica de Portugal. E. 1:50.000. *Servicios geológicos de Portugal*.
- DEWEY, J.F. and BIRD, J.M. (1970).— "Plate tectonics and geosynclines" *Tectonophysics*. vol. 10, pp. 625-638.
- DUPONT, R. y VEGAS, R. (1978).— "Le Cambrien inferieur du Sud de la province de Badajoz. Distribution des series sedimentaires et volcaniques associées" *C.R. Acad. Sc. Paris t. 286, Serie D (447-450)*.
- GAIBAR-PUERTAS, C. (1976).— "Variaciones del espesor crustal y grado de equilibrio isostático asociables a las anomalías de Bouguer en la España Peninsular" *Bol. Geol. y Min.* t. 87, vol. 4, pp. 372-401.
- GIL CID (1971).— "Nuevo yacimiento de trilobites en el Cámbrico inferior de Huelva" *Est. Geol.* v. 27 pp. 293-296. Madrid.
- GONZALO Y TARIN, J. (1978).— "Reseña geológica de la provincia de Huelva" *Bol. Com. Map. Geol. Esp.* t. IV pp. 389-412. Madrid.
- GUTIERREZ ELORZA, M. (1970).— "Estudio geológico-estructural de la región Aracena-Cumbres Mayores (prov. de Huelva y Badajoz)". *Publ. de*

la J.E.N., 224 IEN/11.

- GUTIERREZ ELORZA, M.; HERNANDEZ ENRILE, J.L. y VEGAS, R. (1971).— “Los grandes rasgos geológicos del Sur de la provincia de Badajoz y norte de la de Huelva”. *Bol. Geol. y Min.* t. 82, vol. 3-4, pp. 269-273.
- LOTZE, F. (1945).— “Ernigie problem der Iberischen Meseta” *Geot. Fors. Cuad.* 6 1-12 Berlin.
- MACPHERSON, J. (1901).— “Ensayo de historia evolutiva de la Península Iberica” *A.R.S.E.H.N.* 2, 10, 123, 165.
- NAVARRO SEGURA, L. y RAMIREZ COPEIRO, J. (1977).— “Estudio estructural de la mina María Luisa, La Nava (Huelva, España), *Industria Minera* nº 177.
- PRUVOST, D. (1914).— “Observations sur les terrains dévoniens et carbonifères du Portugal et sur leur faune.— *Com. Serv. Geol. Port.* 10 1-12. Lisboa.
- RAMBAUD, E. (1963).— “Notas geológico-estructurales de la zona norte de Río Tinto (Huelva)”. *Est. Geol.* 19 pp. 67-99.
- RAMBAUD, F. (1969).— “El sinclinal Carbonífero de Río Tinto (Huelva) y sus mineralizaciones asociadas” *Mem. IGME* pp. 81-229.
- RAMIREZ COPEIRO, J. et. al. (1972).— “Mapa geológico y Memoria explicativa de la Hoja núm. (11-38). El Castillo de las Guardas”. *Publ. del IGME*.
- RICHTER, R. (1929).— “Un crustáceo en las formaciones de Archaeocyathus de la Sierra Morena, y su análisis estratigráfico”. *Not. y Com. IGME* 2 pp. 91-101.
- RIES, C. and SHACKLETON (1971).— “Catazonal complexes of northwest Spain and north Portugal, remnant of a Hercynian thrustplate” *Nature Physical Science* vol. 234 pp. 65-68.
- ROMARIZ, C. (1963).— “Graptolitos da calesao de Nery Delgado provimentos de jaxigas espanholas”. *Bol. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Cienc.* 9 (2) pp. 131-141 Lisboa.
- SCHERMERHORN, L.J.G. (1971).— “An outline stratigraphy of the Iberian Pyrite Belt”. *Bol. Geol. y Min.* t. 82 vol. 3/4. pp. 239-368.
- SCHNEIDER, H. (1951).— “Das Palaeozoikum im westteil der Sierra Morena (Spanien)”. *Z. Dtsch. Geol. Ges.* 103 pp. 134-135.
- TEIXEIRA, C. (1967).— “Le Dévonien du Portugal”. *Inst. Symp. Dev. Syst. Calgary* 189-199.
- VAZQUEZ GUZMAN, F. (1972).— “Génesis de la mina María Luisa, La Nava (Huelva, España). Una mineralización zonada” *Bol. Geol. y Min.* T. 83, vol. 4 pp. 377-386.

- VAZQUEZ GUZMAN, F. (1974).— "Contribución al estudio de la metalogenia del norte de la provincia de Huelva, España" *Bol. Geol. y Min.* t. 85 vol. 3 pp. 281-288.
- VAZQUEZ GUZMAN, F. y FERNANDEZ POMPA (1976).— "Contribución al conocimiento geológico del Suroeste de España en relación con la prospección de depósitos de magnetitas". *Mem. IGME* t. 89, pp. 130.
- VEGAS, R. et. al. (1976).— "El contacto entre las zonas Surportuguesa y Ossa-Morena en el SW de España. Una nueva interpretación. *Com. Ser. Geol. Port.* 40 III Rev. Geol. SW Pen. Iber. Beja 1975.
- WINKLER, H.G.F. (1974).— "Petrogenesis of metamorphic rocks". *Springer-Verlag New York Inc.*



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



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA