



IGME

906**20-36**

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

UBEDA

Segunda serie - Primera edición

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

UBEDA

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por la Empresa Nacional Adaro de Investigaciones Mineras, S. A., bajo normas, dirección y supervisión del Instituto Geológico y Minero de España.

Habiendo colaborado el siguiente equipo técnico:

Memoria explicativa: J. E. Azcárate, Dr. Ing. de Minas.

Cartografía geológica: J. E. Azcárate; J. A. Espejo, Lic. en Ciencias Geol.

Macropaleontología: T. del Pan, Dra. en Ciencias Naturales.

Micropaleontología: E. Perconig, Dr. en Ciencias Naturales; C. Martínez, Dr. Ing. de Minas; E. Moreno, Dr. Ing. de Minas; L. Granados, Lic. en Ciencias Geol.

Petrología: A. Argüelles, Ing. Geólogo; A. de las Heras, Lic. en Ciencias Geológicas.

Sedimentología: J. U. Martínez, Lic. en Ciencias Geol.; M.ª C. Fdez. Luanco, Licenciado en Ciencias Geológicas.

Supervisión I. G. M. E.: J. B. Solar, Ing. de Minas.

INFORMACION COMPLEMENTARIA

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

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

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

Depósito Legal: M-18 923 - 1977

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

INTRODUCCION

La Hoja de Ubeda, junto con la vecina septentrional de Santisteban del Puerto, corresponden al territorio en que se verifica el contacto entre la Meseta Ibérica, peniplanizada al final de la orogenia hercínica, y la Depresión meridional del Guadalquivir, en la que el zócalo primario está recubierto por potentes depósitos mesozoicos y neógenos.

Dentro de la Hoja de Ubeda pueden señalarse morfológicamente dos unidades, separadas por el río Guadalimar, cuyas características responden claramente a su contextura geológica. En la situada al N., gracias al juego vertical de un activo sistema de fallas NE-SO., aproximadamente, llegan a aflorar manifestaciones graníticas (MERLIN) y pizarreñas del substrato de la Meseta. A saliente de estos asomos del Primario, y como faja E-O. que bordea el tercio septentrional de la Hoja, sólo se encuentran potentes sedimentos arcillosos del Triás, coronados tabularmente por paquetes dolomíticos de edad jurásica, que retrasan la eliminación erosiva de aquéllos.

La vertiente meridional del Guadalimar, segunda unidad morfológica, constituye una amplia cuesta en la que los materiales mesozoicos antedichos, Triás y Lías, a los que se superpone ocasionalmente un Cretácico, soportan sobre sí un Mioceno Marino muy potente. Culmina el Neógeno en una amplia superficie superior, cuya horizontalidad, no afectada por la orogenia

bética, interrumpen suaves relieves; sobre ella se enclavan las poblaciones del antiguo Reino de Cristo: Ubeda, Baeza, Canena, Rus, Sabiote, Torreperogil, etc.

1 ESTRATIGRAFIA

El subsuelo de la región lo constituyen rocas paleozoicas, recubiertas en amplias zonas por sedimentos más jóvenes.

El *Zócalo paleozoico* en la Hoja de Ubeda se manifiesta esencialmente como pizarras grafitosas, de edad probable carbonífera, y, sobre todo, granitos, cuya intrusión ha modificado térmicamente la constitución de aquéllas.

La *Cobertera* posterior la integran paquetes triásicos, jurásicos, cretácicos y miocenos.

1.1 CARBONIFERO INFERIOR (H_{M12}^A)

Está representado por una serie de pizarras arcillo-grafitosas con ligero metamorfismo regional y acciones térmicas de contacto muy señaladas, en la totalidad del único afloramiento existente en la Hoja (Cortijo de Todos-Aires).

Proviene de sedimentos marinos, unas veces pelíticos, como los de este asomo, otras de carácter clástico, plegados y transformados conjuntamente durante la orogenia herciniana.

En tiempos pasados se les supuso de edad cámbrica; más tarde, con el descubrimiento de fósiles silurianos en la mina San Patricio (Fuente Negrete, al O. del camino del Avellanar; cerca del ángulo NE. de la núm. 885) y en El Centenillo, etc., se les adjudicó antigüedad silúrica. La existencia indudable del Devónico bajo estos materiales en la Hoja de Santisteban del Puerto, por una parte, el hallazgo en ellos de moldes de Braquiópodos y Lamelibranquios (*Nemistium* sp., *Aulopara* sp. *Orthis* sp., y *Pseudoleptaena bistorta*, SOWERBY (?)) en la de La Carolina, y la similitud de facies con el Carbonífero de la Hoja de Córdoba, e incluso la presencia de capas de carbón dentro de este conjunto, en Navas de San Juan, apoyan la clasificación de estas pizarras, continuación oriental de las aflorantes en Linares, como viseienses.

Mayores precisiones sobre este conjunto estratigráfico se establecerán en el apartado de Petrología.

1.2 TRIASICO

Los sedimentos triásicos existentes en la Hoja, discordantes, erosiva y angularmente sobre el Paleozoico, tienen amplia y extensa representación

dentro de ella. Aunque esporádicamente pueda faltar en el ámbito restringido del NO., donde asoma el Primario, su extensión primitiva puede estimarse total en el área cartografiada.

En toda la región, el Triásico, con Facies Germánica, presenta, sobre unos niveles de base, tres tramos cuya litología, en unos casos, y continuidad lateral, en otros, son suficientemente característicos como para poder identificarlo con la formación «Chiclana de Segura», que persiste hasta Hornos-Siles, a pesar de los problemas cronoestratigráficos que, por su carácter azoico, esta unidad comporta.

La cartografía realizada distingue tres conjuntos parciales diferenciables que se describen a continuación.

1.2.1 Tramos inferiores de «Facies de base» (T_{CG1})

Bajo esta denominación se agrupa una serie de 10-20 m. de potencia, integrada por niveles conglomeráticos o areniscosos de color rojizo que reposan sobre el Paleozoico penneplanizado. A veces, el contacto no se realiza directamente, sino que el apoyo se verifica sobre una intercalación limonítica, probable paleosuelo residual, de hasta 1 m. de espesor.

Los conglomerados contienen cantos subredondeados de 20-40 mm., medianamente desgastados y clasificados.

Las areniscas presentan, en su unidad clástica, composición y granulometría (4-0,1 mm.) heterogéneas, propias de arenas procedentes de la descomposición superficial de un granito. De acuerdo con ello, es común la presencia de ortosa abundante, algo caolinizada y de plagioclasa sericitizada; turmalina, circón, esfena y apatito son los minerales más corrientes en la fracción pesada.

El cemento de areniscas y conglomerados suele estar compuesto por material arcilloso, calcedonia, caolín y óxidos de Fe descendentes, que le confieren su coloración característica. El SiO₂, recristalizado frecuentemente con formas prismáticas, adjudica alta solidez a estos niveles; no es ajena a esta silicificación, y a la presencia común de barita, la actividad de fluidos hidrotermales.

Los conglomerados de base que se encuentran al N., en las estribaciones de Sierra Morena, en la cota de 620 m. (Navas de Tolosa), descienden hacia el S. progresivamente hasta situarse al O., a unos +400 m. en Baños de la Encina + 480 m. en Linares, y dentro de la Hoja, en su franja noroeste, a un nivel medio de +350 m., conservando su tendencia invariable a un buzamiento meridional.

1.2.2 Tramos intermedios de «Facies arcillo-arenosas» (T_{C1})

Sobre el tramo de base anterior se desarrolla un potente conjunto sedi-

mentario (100-200 m.), conformado fundamentalmente por lutitas rojo-vinosas, o verdes ocasionalmente por cambios en el grado de oxidación de componentes ferruginosos; en su parte baja y alta presentan intercalaciones areniscosas de pequeña envergadura.

Aunque estos materiales parezcan predominantemente arcillosos, en realidad su contenido en arcillas no supera el 20 por 100; por lo común sólo alcanza el 9 por 100, con illita y algo de carbonatos y goethita.

Cerca de su techo suele aparecer un nivel-guía de psamitas, no muy continuo ni potente, pero con manifestaciones topográficas relevantes, sobre todo al N., fuera de la Hoja, en la de Santisteban del Puerto (Cerro Mortero).

1.2.3 Tramos superiores a «Facies evaporíticas» (T₆₃)

Pueden distinguirse, en ellos, dos paquetes superpuestos, diferentes litológicamente.

1.2.3.1 Paquetes inferiores (arenoso-carbonatados):

De unos 50 m. de espesor, se caracterizan, fundamentalmente, por la presencia de dos niveles de areniscas, uno al techo de color blanquecino, estratificación cruzada y hasta 15 m. de potencia, y otros, en su parte baja, de menor envergadura (5 m.); separan a ambos argilitas (con caolinita) de color vinoso con algunas hiladillas centimétricas de margocalizas estériles o de micritas dolomíticas, también sin restos fósiles interpretables.

1.2.3.2 Paquetes superiores (evaporíticos)

Comienzan, de muro, por materiales detrítico-arcillosos de grano fino que rápidamente dan paso, en sentido ascendente, a margas yesíferas con illita, coronadas por yesos cristalinos blancos o grises, bien estratificados; al techo, finalmente, las evaporitas se van tornando más salinas y vuelven a manifestarse alternancias con capas arcillosas de 10 cm. Todo este conjunto alcanza una potencia, difícil de precisar, y además variable por migración de los yesos, que oscila entre los 10 y 70 m.

Se presentan estos niveles yesíferos solamente en aquellos entornos donde la conservación del Liásico suprayacente los ha preservado de su fácil eliminación erosiva. Recubiertos, con frecuencia, por suelo, vegetación y, ocasionalmente, desprendimientos de terrenos superiores, su delimitación meticulosa se torna muy difícil. Por ello, como norma cartográfica adoptada en las Hojas vecinas del bloque, han sido integradas las evaporitas y el tramo inferior en una única formación.

1.2.4 Cronología de los sedimentos triásicos

Parece lógico admitir, tal como sucede más al E., que los cuatro tramos enunciados están representados por los tres pisos del Trías germánico.

No existen razones, a pesar de la falta absoluta de fósiles, que contradigan la adjudicación al Bunt de los niveles de base y de los paquetes arcillosos, como tampoco identificar las evaporitas (1.2.3.2) como pertenecientes al Keuper.

Más opinable resulta atribuir edad a los paquetes areniscosos (1.2.3.1) comprendidos entre arcillas y yesos. El autor se inclina por interpretarlos como el equivalente estratigráfico, surgido en ámbito epicontinental, del Muschelkalk marino fosilífero, que se presenta más al E. como piso inferior de la formación Hornos-Siles. Ninguna prueba bioestratigráfica puede aducirse al respecto; el ámbito depositivo y la dolomitización no han sido favorables. Con todo, la aparición de sedimentos químicos carbonatados y el cambio de coloración, granulometría, etc., de los niveles areniscosos superiores, son pruebas de cambios ambientales tan importantes como los que a saliente se traducían en la deposición incipiente del Muschelkalk marino bien datado.

1.3 JURASICO

1.3.1 Liásico (J₁)

Sobre el Trías, sin discordancia patente, erosiva ni angular, aparece una formación calizo-dolomítica, en estratos bien tableados, de color gris-amarillento. Son niveles generalmente microcristalinos y algo brechoides en la base, incluyendo abundantes vetas de espato calizo.

Su espesor oscila entre unos pocos metros, restos erosivos, hasta alcanzar al NE. más de 30 m., fuera ya de la Hoja, bajo Navas de San Juan.

Respecto a su carácter dolomítico, exceptuadas algunas hiladas calizas en su base y margosas en los niveles más altos, la proporción media Ca/Mg en el conjunto de los paquetes es aproximadamente 2.

Son casi siempre estériles (microsparitas, dolomicritas, pseudo-oomicritas); solamente en algunas muestras con recristalización menos completa se han podido distinguir, en los finos fondos calcareníticos, restos de Moluscos, tubos de algas, Coprolitos y Ostrácodos, sin valor estratigráfico.

Pese a esta falta local de fauna expresiva, la visible continuidad de estos niveles dolomíticos con los situados y datados en las Hojas de Villacarrillo y Beas de Segura, permiten atribuirles edad liásica, la misma que la de los paquetes del muro de la Formación Beas.

1.4 CRETACICO (C₁₅₋₁₆, C₂₁)

Sobre las dolomías liásicas, separándolas de la base del Neógeno del Guadalquivir, encontró el autor, con ocasión de reconocimientos mineros de ENADIMSA (1970) entre Linares y Baeza —Cortijo de Guadalupe—, unas calizas silíceas y margas arenosas con tonalidades blanquecinas y rosadas.

Algunos restos fósiles hallados, clasificados por E. MORENO, permitían inferir la presencia, hasta aquel momento insospechada, de un Cretácico Superior.

Con motivo de la ejecución de esta Hoja se han descubierto afloramientos más extensos, y gracias a un desmonte, efectuado para la explotación en cantera de materiales arenosos, se ha podido evidenciar la presencia local de la facies «Utrillas» (C₁₅₋₁₆) corroborada por la existencia próxima de un nivel suprayacente de calizas dolomíticas, a veces silicificadas, cuya microfauna consta de:

- *Chrysalidina* cf. *gradata*.
- *Pseudolitonella* cf. *reicheli*.
- Cuneolina, Cyclolina, Stomiosphera.
- Miliólidos.
- Textuláridos.
- Ataxophragmiidos, Moluscos y Equinodermos en una clara microfacies de tipo cenomaniense (C₂₁).

Serie de La Casa de las Palomas

— De muro a techo:

1. 5 m. (Visibles). Caliza dolomítica rosada, de grano fino; de aspecto masivo en su base, pasa a mostrar una estratificación difusa en sus dos últimos metros, ostensiblemente más margosos. Azoica.
2. 0,5 m. Caliza litográfica, rosácea, muy fracturada. Azoica.
3. 1 m. Caliza litográfica, de color blanco lechoso, en estratificación tableada. Azoica.
4. 1 m. Comienza con un delgado lecho de calizas fosilíferas de grano fino, algo margosas, de color crema claro. A continuación se instalan unas argilolitas arenosas de color verde (Base del «Utrillas»).
5. 7 m. Arenas de grano medio a grueso, blanco amarillento a rojo vinoso, con estrechas hiladitas margosas intercaladas; éstas, en superficie, han desaparecido frecuentemente por lavado. Buena estratificación en bancos de hasta 0,5 m. de potencia. Azoicas (litofacies típicas de «Utrillas»).

6. 6 m. Margocalizas de grano medio, color verde claro, en estratificación algo difusa. Frecuentes intercalaciones de tramos arenoso-arcillosos. Azoicas (litofacies asimilables a «Utrillas» hacia términos superiores).
7. 1 m. Areniscas con cemento calcáreo, color pardo, un solo paquete. Azoicas.
8. 2 m. Calizas bioclásticas de grano fino, marrón claro, en dos bancos bien definidos de aproximadamente 1 m. de potencia cada uno. Abundante macrofauna de Moluscos y Gasterópodos.

En principio se llegó a considerar, como hipótesis alternativa, que estos materiales procediesen de zonas más internas de la cuenca secundaria, de donde, mediante desplazamientos gravitatorios, S.-N., sobre el Trías plástico infrayacente, habrían llegado hasta el borde septentrional de la misma. No obstante, después de las últimas observaciones efectuadas, y de acuerdo con la bibliografía consultada, se ha estimado justificada la hipótesis según la cual se trata de un afloramiento autóctono aislado. Respondería, en su deposición, a una zona más o menos próxima al límite de la costa albo-cenomaniense, donde coexistían toda una serie de subcuencas, a favor de las cuales se instalaron sedimentos de estilo similar a los que nos ocupan. La posterior erosión los desmanteló en casi su totalidad, bien por su poca potencia, bien por quedar situados por encima del nivel de base. Este asomo de Guadalupe puede ser una de las excepciones circunstanciales, en cuya conservación ha colaborado favorablemente la proximidad del zócalo paleozoico y sus frecuentes reajustes tectónicos, traducidos en movilidad vertical.

La extensión del afloramiento hacia el E. resulta difícil de precisar por los desprendimientos, a favor de la pendiente topográfica, del Mioceno margoso suprayacente; bien pudiera resultar mayor que el asomo constatado. De todas formas, su existencia obliga a revisar los límites de la transgresión albo-aptiense, cuyo avance se suponía detenido unos 20 km. al E.

1.5 MIOCENO

Apoyados con discordancia erosiva, no angular, sobre cualquier material mesozoico de los comentados se presentan los depósitos marinos del mar neógeno, ampliamente representados, tanto por el espesor de sus sedimentos como por la extensión de los mismos.

Comprende de abajo a arriba tres pisos, diferenciados unas veces litológica y otras ecológicamente.

1.5.1 Tramos inferiores (Base de la transgresión Tortoniense Superior)

(T₁₁^{Bc3})

El Terciario Marino comienza en su base por una serie de brechas, conglomerados y microconglomerados, calizo-arenosos principalmente, aunque en litología y envergadura estén sujetos a rápidos y marcados cambios laterales. Gradualmente, en sentido ascendente, los sedimentos pasan a arenas y areniscas con cemento carbonatado.

Con reparto desigual se observan intercalaciones margosas entre estas unidades detríticas.

La potencia de los niveles transgresivos de base no suele superar, como media, los 20 m., con aumento progresivo de espesor, hacia el SO. Simultáneamente, nótanse de NE. a SO. cotas paulatinamente más profundas para el fondo de la transgresión (+500 m. al N. de Ubeda; +400 m. al NE. de Linares).

En los conglomerados es frecuente encontrar abundante fauna macroscópica, compuesta por Equínidos exocíclicos, Crustáceos, Cirrópodos y Lamelibranchios; entre el material recogido puede destacarse:

Clypeaster altus, KLEIN.

Clypeaster aegyptiacus, WRIGHT.

Ostrea crassissima, LAMARCK.

Ostrea cf. digitalina, DUBOIS.

Pecten benedictus, LAMARCK.

Balanus tintinabulum, LINNES.

Balanus aff. perforatus, BRUQUIERE.

La amplia distribución estratigráfica de las especies determinadas no permite datar más que una antigüedad imprecisa Helveciense-Tortoniense. Pero los levigados de los primeros bancos margosos proporcionan también abundante microfauna, entre la que sobresale:

Heterostegina sp.,

Uvigerina schwageri,

Globorotalia ex. gr. *menardii*,

Globorotalia scitula ventriosa,

que permiten afirmar la edad Tortoniense Superior de la transgresión.

1.5.2 Tramos medios margosos (Tortoniense Superior-Andaluciense (T₁₁₋₁₂^{Bc3-Bc}))

Constituido esencialmente por margas y margoarcillas, a veces sabulosas, de colores gris-amarillentos, sostienen las industrias locales de cerámica. Su espesor común es de 200 m.

Las especies fósiles de microforaminíferos, más características entre las abundantísimas que alberga, son:

- Globorotalia ex. gr. menardii.*
- Globigerina eggeri.*
- Globorotalia aff. humerosa.*
- Globorotalia scitula ventriosa.*

1.5.3 Tramos terminales areniscosos (Andaluciense) (T₁₂^{Bc})

Corona los depósitos marinos del valle del Guadalquivir y está en la Hoja muy bien representado. Aparece, al E., donde la erosión ha respetado cotas superiores a los 600 m., notándose al SO., como para el Tortoniense, cotas progresivamente más bajas para su base.

Se componen de calizas toscas y areniscas con intercalaciones margosas.

Micropaleontológicamente, los foraminíferos más característicos recogidos son:

- Globigerina eggeri,*
- Bolivina aff. apenninica,*
- Globigerinoides aff. obliquus extremus,*
- Globorotalia aff. sp. (forma ancestral Gr. margaritae),*
- Globorotalia martinezi,*
- Globorotalia ex. gr. menardii,*
- Globorotalia scitula ventriosa.*

que permiten atribuir una edad probable Andaluciense, confirmada más al E. en las mismas formaciones dentro de la Hoja de Linares.

1.6 CUATERNARIO

Representado por sedimentos de origen fluvial y desarrollo generalmente complicado, pero mucho menos importante, en extensión lateral y vertical, que las anteriores unidades. Se distinguen dos conjuntos.

1.6.1 Pleistoceno (Q₁T₁, Q₁T₂, Q₁T₃)

Corresponden a tal período las diversas terrazas existentes en las márgenes de los ríos Guadalimar, Guarrizas y Guadalén.

La diferenciación de no menos de tres niveles de aterramiento observables se ha establecido en base a criterios puramente morfológicos, puesto que en sus características litológicas los depósitos respectivos son muy similares. Están formados por gravas, arenas, limos, conglomerados calcáreos de pequeños elementos, casi siempre deleznable, y especialmente

por conglomerados sueltos de cantos gruesos silíceos, heterométricos y bien rodados, englobados en un cemento arcilloso. Esta matriz, más dura y compacta en los niveles más antiguos que en el de los aluviones modernos, se presenta limosa y con colores más rojizos que la de los restantes en el nivel superior, lo que permite distinguirlo, siempre que los cauces no transcurran en ámbitos del Trías Inferior.

1.6.2 Holoceno (Q₂Al, Q₂G)

Representados por todos los acarreo depositados a lo largo de los actuales cauces y márgenes de inundación de la red hidrográfica (Q₂). Litológicamente no ofrecen marcada diferenciación las rocas de sus márgenes respectivas; en el caso de los grandes ríos, suelen consistir en una mezcla de la roca de base y de los antiguos materiales conservados en las terrazas de erosión, generalmente muy próximas a su curso.

Se ha cartografiado también un nivel de glaciis (Q₂Cd), del que se conservan restos muy discontinuos, compuesto por unos 50 cm. de cantos semiangulosos, parcialmente cementados por carbonatos calizos.

2 TECTONICA

2.1 DISPOSICION DEL ZOCALO PALEOZOICO

Los sedimentos del Carbonífero, predominantemente arcillosos en el ámbito aflorante, fueron plegados y metamorizados a pizarras y metareniscas durante la orogenia herciniana (fase Astúrica), en varias etapas sucesivas de deformación.

2.1.1 Primera fase

Al N. y fuera de la Hoja puede observarse que los ejes de plegamiento describen amplio arco; en el meridiano de Ubeda marchan con rumbo medio N. 75° E., E.-O. aproximadamente sobre el de Linares, e invariablemente ya N. 70° O. al NO., en Sierra Morena.

Los buzamientos relativos de la estratificación y pizarrosidad S₂ del Carbonífero, con marcha generalmente hacia el S., permiten la existencia de un estilo de pliegues pseudo-isoclinales tumbados hacia el N.

La etapa de empujes, causa de estas primeras unidades hercínicas de plegamiento, las de mayor envergadura y continuidad, es, probablemente, posterior al Westfaliense; su dirección compresiva principal varía localmente alrededor de N-S₂ (fig. 1A).

La disposición arqueada de este plegamiento podría interpretarse como

resultado de unas presiones tectogénicas N. 20° E. fijas, cuya intensidad decrecía de Occidente a Oriente. Este mismo arqueamiento ha sido causa de una precoz y bien desarrollada creación de fracturas transversas de dirección local próxima a NE-SO.

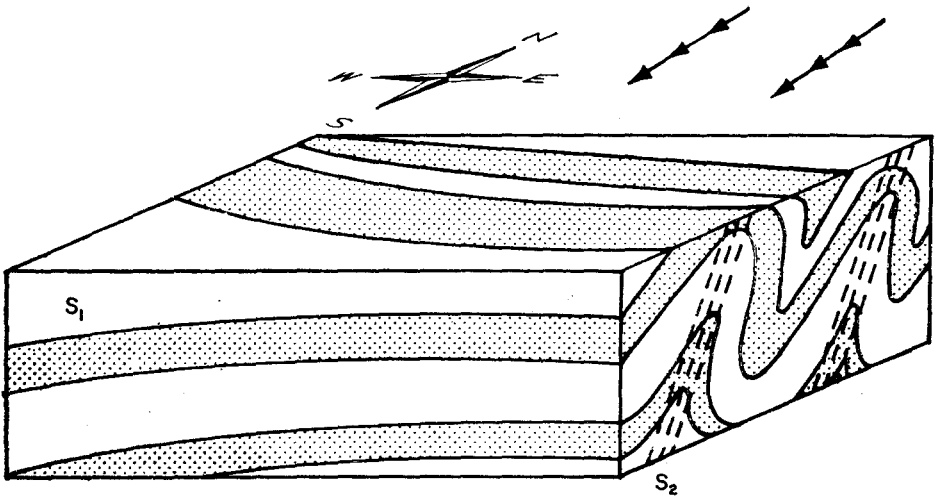


Figura 1 A

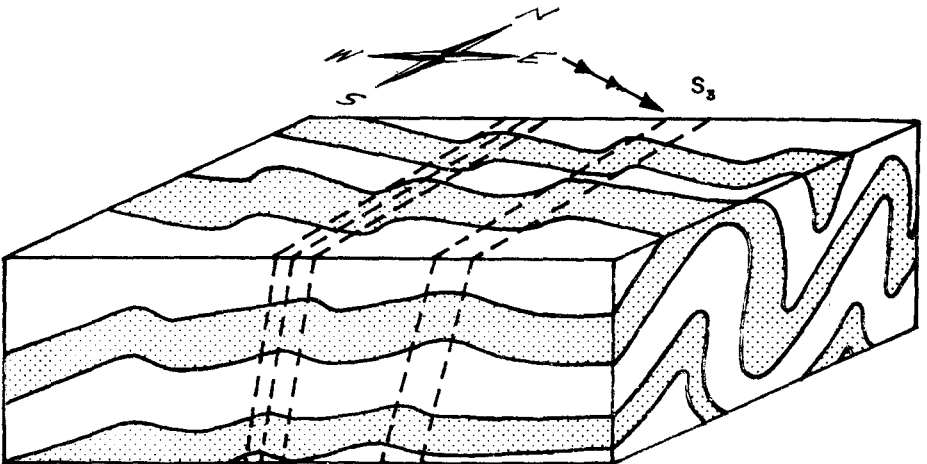


Figura 1 B

2.1.2 Segunda fase tectónica

Se caracteriza por una nueva tanda de presiones, próxima en el tiempo a la anterior, pero de dirección cercana al NO-SE. Producen inflexiones NE-SO. en los ejes de macropliegues de la primera fase, microarrugamientos locales de la S_2 y la aparición, también poco penetrativa, de otra pizarrosidad de fractura S_3 (Fig. 1 B).

2.1.3 Intrusión granítica

Con posterioridad, en clima de descompresión, se produce el emplazamiento y consolidación progresiva de granitos, hoy aflorantes al S. de Arquillos; éstos, al intruirse, digieren, levantan, perforan y se inyectan parcialmente entre las pizarras, metamorfizándolas por acciones térmicas y emanaciones a favor de su contacto.

En conjunto, la intrusión granítica de Arquillos aparece, a través de sus uniones profundas con la de Linares y Navamorquín, como terminación original de la banda ígnea, que, comenzando en Castelo Branco y Porto Alegre (Portugal), continúa a través de Extremadura y Andalucía (Pedroches), siguiendo más o menos la directriz de plegamientos hercinianos, para desaparecer definitivamente aquí. Una alineación satélite, con mayor alcance hacia saliente, puede contemplarse en el plutón de Santa Elena, que con manifestaciones en diques, prosigue al E. hasta Puente Génave, siempre en las inmediaciones del contacto Ordovícico-Silúrico.

En Arquillos, como en Linares, el emplazamiento del granito se verifica en su parte septentrional a favor de una superficie vertical, incluso ligeramente volcada hacia el N., mientras que al Sur, como en el límite granítico oriental, los contactos granito-pizarra, según se deduce de estudios geofísicos practicados, buzanan unos 45° hacia la periferia del plutón.

Las tensiones surgidas al consolidarse el granito se resolvieron en un termodiáclasis de fracturas principales N. 35° E. y N. 55° O., subverticales, completadas por un tercer sistema de diaclasas, que tiende a la horizontalidad.

2.1.4 Tercera etapa tectónica de empujes tardíos

Después de la intrusión y consolidación plutónica, acaece otra etapa de actividad orogénica. Los nuevos empujes, cuya dirección oscila alrededor del N. 30° E., no concuerdan con los de la segunda tanda anterior, sino más bien con los primeros (2.1.1). Se originan así repliegues («kink-folds»), con carácter local, en las pizarras. Las unidades menos plásticas, como el granito, responden ante estos esfuerzos con reactivación de las fallas NE-SO.,

a favor de las cuales se producen *rumbo-desplazamientos* en los que, como norma general, el bloque situado al N. de la falla avanza relativamente hacia el S., aunque la presencia generalizada de la cobertera impide su observación, tan fácil al O. en la contigua Hoja de Linares.

2.2 DISPOSICION DE LA COBERTERA POSHERCINIANA

El Terciario Marino y el Mesozoico reposan, casi siempre, subhorizontalmente, conservando su posición originaria, aunque ambos muestren tendencia a buzard suavemente hacia los centros de sus respectivas cuencas, situados siempre más al S. Sin embargo, fenómenos de emersión o descenso relativo de bloques de zócalo, acaecidos en tiempos postríasicos, han afectado también al recubrimiento pospaleozoico suprayacente, fracturándolo o imponiéndole inclinaciones que, localmente, alcanzan los 70°. El desnivel que afecta a la base del Mioceno y sobre todo a la del Triás, en afloramientos situados sobre unidades tectónicas contiguas, sirven de guía para delimitar los diferentes bloques estructurales.

El conjunto paleozoico afectado, según se ha citado, por los antiguos desgarres NE. y por el diaclasado N. 35° E./N. 55° O., experimenta *nuevos* movimientos verticales a favor de estas fracturas, que alcanzan incluso al Plioceno. Por ello, el zócalo aflorante en Merlín va desapareciendo por saltos escalonados, bajo los depósitos sedimentarios más modernos del Triás, cuya situación y envergadura, reflejada en los cortes geológicos establecidos, se conocen gracias a investigaciones geofísicas detalladas.

3 HISTORIA GEOLOGICA

La sedimentación del Viseense, arcillo-grafitoso, terrenos de mayor edad entre los aflorantes, acontece en un ámbito típicamente nerítico, como atestiguan su litología, generalmente más arcillo-arenosa que la observable en el asomo del Cortijo de Todos-Aires, y su deposición rítmica.

Este Carbonífero, formando el tramo superior de todo un conjunto que incluye en profundidad, según puede comprobarse más al N. (Despeñaperros), materiales silúricos, devónicos, ordovícicos y precámbricos, ha sido después afectado por los plegamientos hercinianos de la fase Astúrica. Las deformaciones imprimidas testimonian la actuación de dos tandas sucesivas de empujes. Los primeros, que se manifiestan localmente como presiones dirigidas N.-S. o N. 20° E.-S. 20° O., originan los grandes pliegues de estilo entre asimétrico e isoclinal, con planos axiales, y pizarrosidades S_2 buzando invariablemente al S (volcados hacia el Norte). Los segundos esfuerzos, menos importantes, actúan como compresiones NO.-SE., anteriores,

y una nueva pizarrosidad S_3 , por clivo-deslizamiento y micro-plegamiento de las S_2 , mucho menos penetrativa.

Se verifica, tras los plegamientos y en clima de descompresión, la intrusión del granito de Arquillos, apareciendo al consolidarse un sistema de termodiaclasamiento cuyas direcciones transversal y longitudinal son N. 35° E. y N. 55° O., ambas subverticales; la datación K-Ar del granito, inmediatamente al O. de la Hoja de Linares (PENHA et al, 1974), adjudica a los mismos antigüedad de 291 millones de años.

Todavía acaecerá una nueva etapa compresiva que, tal como la primera fase astúrica, empuja del N.-NE. incapaces las presiones para producir deformaciones continuas en un conjunto al que el metamorfismo ha conferido mayor homogeneidad y solidez, las presiones tectónicas producirán reactivación de antiguas fracturas de desgarre NE.-SO., asociadas a los primeros plegamientos.

Hecho de gran trascendencia metalogenética es la apertura que estos desplazamientos confieren al sistema de diaclasas N. 35° E. del granito.

En los espacios libres así creados se verifican más tarde fenómenos de relleno hidrotermal, que perduran hasta el Trías y serán objeto de intensa explotación minera. Estudios isotópicos efectuados sobre galenas (AZCARRATE, 1970) adjudican a la deposición de los minerales de plomo una edad que oscila entre los 280-247 millones de años (Estefaniense-Pérmico Medio).

Terminada la orogenia herciniana, experimenta toda la región una emisión conjunta y un arrasamiento muy intenso, que deja al zócalo paleozoico convertido localmente en penillanura. Sobre ésta, recubierta por un paleosuelo ferruginoso, que inclina a pensar en climas cálidos, comienza la deposición de los materiales triásicos.

Al principio, los sedimentos gruesos de base provinieron del arrastre torrencial (poco clasificador) de coluviones, situados en la periferia de los relieves cuarcíticos que la peneplanización no había conseguido dismantelar.

Sedimenta después todo el resto del Bunt, con depósitos, más elaborados y mejor clasificados, índice de procesos de transporte más eficaces, entre los que no pueden descontarse el viento, y el influjo de un ámbito costero próximo adonde, en régimen deltaico, vierte ocasionalmente una red hidrográfica poco regular.

La transgresión del Muschelkalk, tan patente al E. y SE., no alcanza esta Hoja, si bien son perceptibles ciertos cambios sedimentarios, concomitantes con aquel avance del mar meridional. Así, se nota, en primer lugar, interrupciones pasajeras de los aportes continentales y precipitación de los primeros niveles carbonatados del Trías; al progresar el Muschelkalk, se renueva la alimentación detrítica procedente de tierras emergidas, aunque los cambios de coloración a tonalidades amarillentas en los niveles de arenisca más cimeros, aparte de su granulometría diferente, peor clasificada,

indican variaciones tanto de clima, probablemente más húmedo, como medio de transporte, posiblemente mixto.

El régimen eminentemente regresivo durante el Keuper se traduce por la deposición de evaporitas, con intercalaciones detríticas continentales al muro y más masivas después.

La transgresión del Lías, en que se establecen líneas de costa más septentrionales que las del Muschelkalk, se manifiesta por depósitos dolomíticos, precipitados en el fondo de un mar epicontinental, de aguas poco aireadas y salobres.

El hundimiento posterior de la cuenca jurásico-paleocretácica, al S. de la región, se deja sentir por una retirada continua de las costas. Hasta el Albo-Aptiense, según indica el afloramiento de Guadalupe, no se depositarán localmente nuevos sedimentos, que serán arenosos primero y más calizos después durante el Cenomaniense.

Desde esa época la región permanece emergida y sometida a un ciclo erosivo que irá eliminando progresivamente Cretácico, Liásico y Trías Medio, por acciones cada vez más intensas a medida que nos desplazamos hacia el SO. De tal forma, cuando en el Tortoniense Superior el mar miocénico irrumpe sobre esta comarca, sus costas irán avanzando de SO. a NE., conforme va subiendo relativamente el nivel de sus aguas.

Poco a poco las faunas indican el establecimiento de fondos neríticos, que perduran hasta el Andaluciense Superior, en que la aparición de sedimentos detríticos hace pensar en reflejos de la orogenia alpina.

La orogenia bético-alpina y movimientos tectónicos precursores desde el Trías se manifiestan en el ámbito de la Hoja por repetidos movimientos verticales de los bloques paleozoicos subyacentes, definidos por fallas aproximadamente NE.-SO., que a veces irrumpen como estrechos pilares, perforando el Mesozoico suprayacente. La deposición del Mioceno está gobernada por el juego de estas mismas fracturas. Entre el zócalo rígido y la cobertera no existen localmente niveles plásticos que permitan el despegue del recubrimiento mesozoico y terciario, por lo cual éste sigue con fidelidad los movimientos mencionados del basamento, guardando su disposición originaria semihorizontal.

Finalmente, ya en el Cuaternario, la deposición de aluviones, restringida a las inmediaciones de cursos fluviales, y su aterrazamiento repetido, es índice de nuevos y más limitados rejuvenecimientos epirogénicos.

4 GEOLOGIA ECONOMICA

4.1 MINERIA

Los enriquecimientos filonianos de esta comarca la hicieron máxima productora mundial de Pb en 1875-1920. Las mineralizaciones de la Hoja

se manifiestan exclusivamente en el zócalo granítico, y dejaron de explotarse a principios de siglo, cuando algunas minas habían alcanzado ya los 400 m. de profundidad.

Estos yacimientos se han originado por precipitación de disoluciones que circulaban a favor de fallas y fracturas NE-SO., principalmente. La procedencia de tales fluidos metalíferos debe situarse en rocas o niveles, hoy no aflorantes; posiblemente su único reflejo sobre la superficie actual sean algunos de los diques que atraviesan el granito. Durante procesos de transformación o consolidación de estas rocas desconocidas se habrá verificado el aporte de metales o fracciones fluidas, que han circulado después aprovechando las discontinuidades para finalmente depositarse.

4.1.1 **Carácter de los rellenos filonianos**

4.1.1.1 *Composición elemental*

Según análisis cuantométricos se distinguen once elementos: Pb, Ag, Cu, Co, Ni, Zn, Cd, Mn, Sn, Bi y Ba, con leyes y asociaciones específicas, y la presencia de otros once, Be, B, Sc, V, Cr, Ga, Ge, Sr, Y, Mo y Yb, con abundancias de unas pocas p.p.m.

De los datos analíticos se deduce:

- Afinidad Pb-Ag, muy neta en las galenas.
- Afinidad del Co-Ni con el Cu, especialmente en las piritas.
- Afinidad preferente del Sn con el Cu, sobre todo en las calcopiritas y mispíquel.
- Falta de relación regular del Ba y del Bi con los restantes elementos.

4.1.1.2 *Composición mineralógica*

Las especies metálicas reconocidas, en muestras de las minas de Arquillos, ordenadas y agrupadas, para mayor claridad, por elementos e importancia relativa, han sido las siguientes:

- a) *Minerales de Pb*: Consisten en asociaciones del plomo con el azufre y antimonio. Están presentes:
 - Galena (PbS), que constituye con algo de cerusita (PbCO₃) y anglesita (PbSO₄) secundarias, la mena principal.
 - Boulangerita (Pb₅Sb₄S₁₁).
- b) *Minerales de Ag*: También sulfuros y sulfoantimoniuros como:
 - Polibasita (Ag₁₆Sb₂S₁₁).
 - Pirargirita (Ag₈Sb S₃).

- Argentita (Ag_2S).
 - Freibergita (sulfoantimoniuros de Ag y Cu).
- c) *Minerales de Zn*: Únicamente su sulfuro:
- Blenda (ZnS).
- d) *Minerales de Cu*: Simples: Consisten en sulfuros, sulfoantimoniuros, óxidos y algunos derivados por intemperismo:
- Covelina (CuS).
 - Calcosinas (Cu_2S).
 - Azurita y malaquita; carbonatos básicos hidratados procedentes de transformaciones supergénicas.
- Asociados con Fe: Siempre con sulfuros dobles:
- Calcopirita (Fe Cu S_2).
 - Bornita ($\text{Fe Cu}_5\text{S}_4$).
- e) *Minerales de Fe*: Representados por sulfuros, sulfo-arseniuros, e hidróxidos o sulfatos hidratados de génesis descendente:
- Pirita (Fe S_2).
 - Marcasita (Fe S_2).
 - Pirrotina (Fe S).
 - Mispíquel (Fe S As).
 - Lepidocrocita (Fe O OH).
 - Goethita (Fe O OH).
- f) *Minerales no metálicos*:
- Ankeritas (Carbonatos de Ca, Mg y Fe).
 - Calcita (Ca CO_3).
 - Microcuarzo y calcedonia (SiO_2).
 - Baritina (BaSO_4).

4.1.1.3 *Contextura interna de los filones*

Macroscópicamente, las mineralizaciones se concentran, dentro de la unidad filoniana, en ámbitos enriquecidos de forma lenticular. En cada uno de estos «árboles» (a veces sin predominio vertical en su desarrollo, como tal vocablo parecería indicar), la metalización de galena suele disponerse en forma veteadas, originariamente bastante continua; fases de movilidad tectónica del filón, posteriores a la cristalización del SPb, interrumpen en ocasiones, la continuidad de las vetas, dispersando al mineral, en forma brechoide, dentro del cuerpo metalífero.

4.1.2 **Carácter de las fracturas filonianas (ámbitos mineralizados)**

Sobre la figura 2 se presenta, en proyección vertical, la cabecera de los filones cartografiados, cuya dirección principal es aproximadamente NE.-SO. y NO.-SE., la secundaria.

4.1.3 **Síntesis metalogénica**

Las observaciones, a simple vista y al microscopio, de las relaciones mutuas y secuencias depositivas de los minerales filonianos, concuerdan perfectamente y pueden resumirse así:

Existen tres etapas fundamentales de mineralización, responsables de los enriquecimientos filonianos:

1.º *Mineralización*: Sulfoantimoniuros (Pb-Ag):

Mena principal: Galena (y algo de cerusita y anglesita).

Menas acompañantes: Sulfoantimoniuros de Ag.

Ganga predominante: Ankeritas.

Edad: Claramente anterior al Trías (Estefaniense-Pérmico).

2.º *Mineralización*: Sulfuros (Cu, Fe), a mayores temperaturas.

Menas principales: Calcopirita, piritita y marcasita.

Menas acompañantes: Sulfuros de Fe, Ni, Co y Sn.

Ganga predominante: Cuarzo, calcita y clorita.

Edad: Afecta, ocasionalmente, a los niveles inferiores del Permo-Trías.

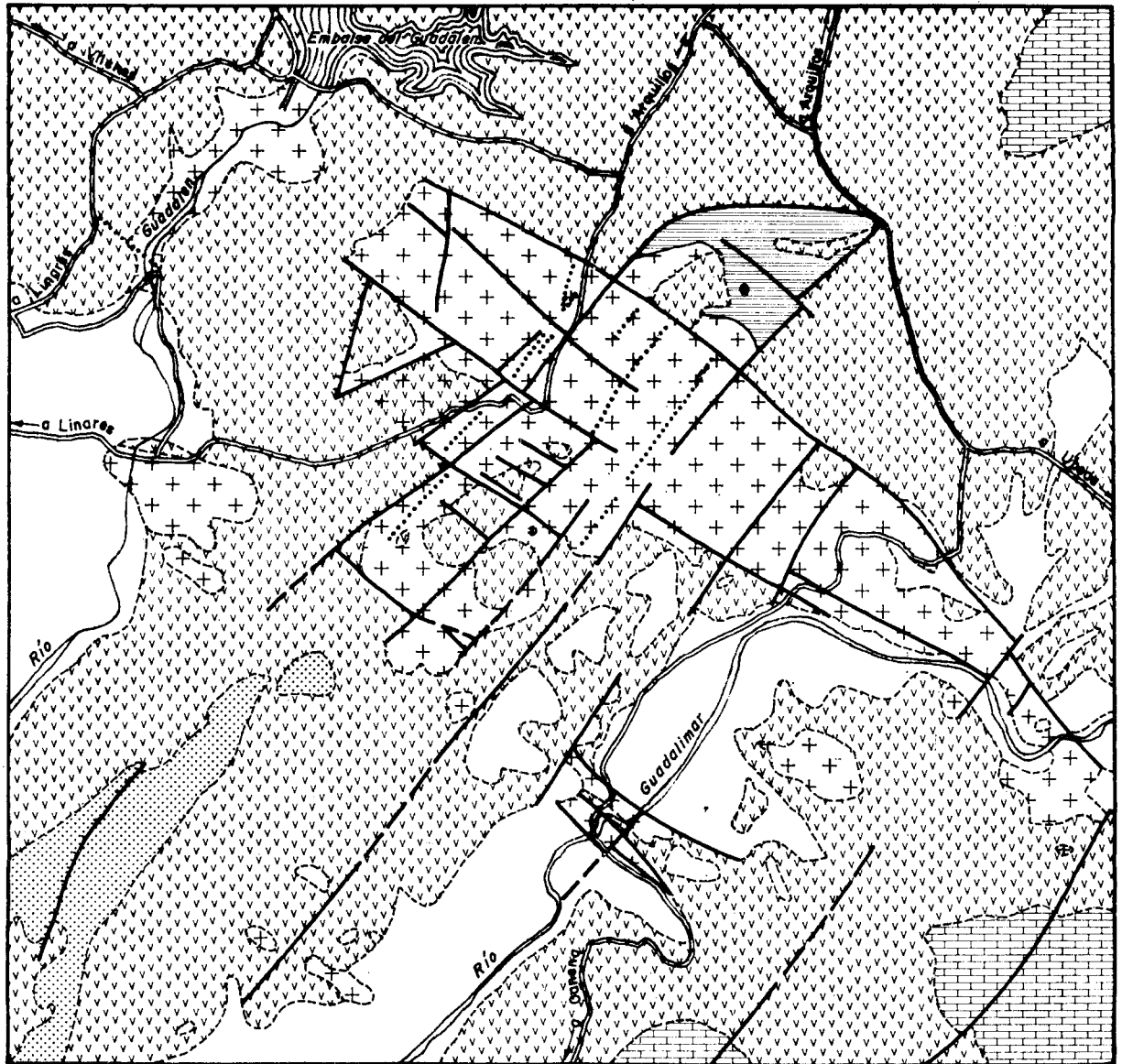
3.º *Mineralización*: Consiste principalmente en baritina, y afecta, claramente a los terrenos triásicos.

4.2 AGUAS SUBTERRANEAS

Asociados a los tramos arenosos próximos a las bases del Tortoniense Superior y del Andaluciense, existen sendas unidades acuíferas.

El primero de estos acuíferos, al revés que en la vecina Hoja de Linares, no presenta en la de Ubeda gran interés económico, dada la profundidad a que en la mayoría de los casos se presentan tales niveles, y a las condiciones problemáticas de su alimentación; sus únicas manifestaciones son el cortejo de manantiales que bordean la cumbre tabular del Guiribaile.

Más copiosos son los drenajes espontáneos del acuífero andaluciense; en las inmediaciones de sus afloramientos se han establecido tradicionalmente los núcleos poblacionales más importantes de la Hoja (Ubeda, Baeza, Canena, Rus, etc.), cuya ubicación geográfica ha tenido, como en tantas otras ocasiones, claro control hidrogeológico.



Escala: 1:50.000

LEYENDA

- CUATERNARIO
- TERCARIO
- JURASICO
- TRIASICO
- CARBONIFERO
- GRANITO
- FILONES DE PLOMO

Figura 2

5 PETROGRAFIA

Las rocas carboníferas estudiadas son, en su mayor parte, pizarras con metamorfismo regional de bajo grado, dentro de las facies de los esquistos verdes.

La intrusión dentro del conjunto carbonífero de rocas ígneas (masas graníticas, de considerable desarrollo, escasos pórfidos graníticos, aplitas, y diques diabásicos) ha dado lugar a transformaciones térmicas de pequeña intensidad, comprendidas en la facies de las corneanas de albita-epidota.

5.1 ROCAS DE METAMORFISMO REGIONAL (PIZARRAS)

No existe en el asomo del Cortijo de Todos-Aires ningún afloramiento en que las pizarras aparezcan sin modificaciones térmicas. Sin embargo, su transformación de contacto no es suficientemente intensa como para no poder evidenciar su constitución anterior a las intrusiones.

Se componen, principalmente de cuarzo, clorita y sericita, y grafito; les acompañan, como accesorios: biotita, turmalina, apatito, circón, esfena y óxidos de hierro.

Generalmente conservan bastante su textura clástica, en la que fragmentos de cuarzo, algo corroídos por la matriz, alternan con bandas de sericita en finas láminas, procedentes de la recristalización de capitas arcillosas originales; entre las micas se sitúa abundante grafito pulverulento y óxidos de hierro, junto con pequeños cristales de cuarzo alargados y paralelos a la orientación general.

En conjunto, la textura de las pizarras muestran orientación plana, perfectamente marcada por el alineamiento de las micas.

La mayor parte están afectadas por una segunda esquistosidad, oblicua o perpendicular a la primera, que da lugar a la formación de clivo-deslizamientos («strain slip») y suaves ondulaciones (clivo-arrugamientos y micropliegues).

La turmalina pleocroica, casi siempre chorlita, suele aparecer dispuesta en finos prismas pardo-azulados, pero no forma parte de la fracción detrítica, como los otros accesorios, sino que debe provenir en su mayor parte de la evolución geoquímica del boro sedimentario original contenido por las lutitas. Ello corrobora el régimen marino de su sedimentación y la baja temperatura alcanzada durante los procesos metamórficos regionales.

5.2 ROCAS IGNEAS

5.2.1 Granitos

Comúnmente tienen color gris y están integrados por elementos de análogo tamaño, cercanos en general al centímetro.

Cerca del contacto periférico son frecuentes los cambios de este granito normal a variedades rosado-pegmatíticas o a otras de grano más fino.

Las texturas, siempre granulares, oscilan entre la HIPAUTOMORFICA, más abundante, y la ALOTRIOMORFICA, menos corriente. Casi siempre muestran tendencias porfídicas por la presencia de grandes placas de feldespatos.

En su composición intervienen principalmente, plagioclasas (25-45 por 100), ortosa (10-38 por 100), cuarzo (25 por 100), y biotita (4-9 por 100).

Las plagioclasas más comunes, oligoclasas, se presentan zonadas, con hábito euhedral o subeuhedral, y a veces con maclas polisintéticas. Generalmente han sufrido en su núcleo sericitización y cierta caolinización que provoca la aparición de algunos carbonatos y óxidos de Fe. En su periferia, en cambio, la alteración suele ser menos intensa y se reduce a una aureola caolinizada.

La ortosa micropertítica se presenta en grandes placas xenomorfas con maclas de Carlsbad y crecimientos micropertíticos; casi siempre en menor proporción que las plagioclasas, parece ser el mineral que cristalizó en último lugar. Generalmente ha sufrido débil caolinización, que cuando es superficial le confiere las tonalidades rosadas antedichas; a veces ha experimentado también una muscovitización de carácter deutérico.

El cuarzo, anhedral, con secciones subidiomórficas o xenomórficas, algo más automórficas en las muestras más adameliticas, ofrece extinción ligeramente ondulosa y aparece, con frecuencia, incluido dentro de los feldespatos.

La biotita, pardo-rojiza, del tipo lepidomelano, presenta fuerte pleocroísmo y contiene numerosas inclusiones de pequeños prismas de apatito y cristales de circón, rodeados de halos pleocóricos intensos. Generalmente, salvo cuando está dentro del cuarzo, se muestra cloritizada, con aparición de esfena, epidota y óxidos de hierro, que se sitúan entre las láminas micáceas; otras veces aparece algo muscovitizada.

Entre los *componentes accesorios originales* predominan el *apatito*; el *circón*, también abundante, y la *ilmenita* y la *fluorita*, mucho más escasas.

Como *accesorios de contaminación* cabe destacar la presencia, frecuente

en las zonas marginales, de hasta un 5 por 100 de andalucita y cordierita. En general, ambos silicatos han sido después casi totalmente sustituidos por un producto verdoso, que en la periferia de las secciones andalucíticas presenta carácter microlaminar-micáceo, tipo sericita y amorfo (pinita) en el centro de las mismas.

La totalidad de las muestras estudiadas pueden englobarse en el grupo de granitos alcalinos-granitos calco-alcalinos (adamelitas).

5.2.2 Diques de pórfidos graníticos

Encajados en el granito aparecen diques, generalmente cuarcíferos; muy variados en cuanto a colorido y aspecto, lo son mucho menos en su composición.

La textura suele ser habitualmente glomeroporfídica con pasta grano-fídica. Las composiciones de los fenocristales y de la matriz englobante resultan muy parecidas entre sí y semejantes a la de los granitos de que provienen o en los que encajan.

Los fenocristales son plagioclasas (albita-andesina), más cálcicos que los de la pasta, y feldespatos potásicos, micropertita y ortosa generalmente. Con carácter más eventual se manifiestan cristales de biotita, a veces con anfíbol, y de cuarzo que comúnmente rellena intersticios.

Todos ellos muestran en sus bordes intercrecimientos gráficos. Cuando los diques corresponden a términos *aplíticos* de la consolidación granítica, suelen contener, aparte de los minerales citados en que predomina la ortosa, otros de contaminación, como andalucita, silimanita, cianita, etc., y además, casiterita y fluorita. También sus feldespatos y biotita presentan muscovitización más intensa que la común, lo cual ocasiona la aparición consiguiente de anatasa.

La pasta, mineralógicamente pareja a los fenocristales, está algo más alterada; se compone con frecuencia de esferulitos de albita, oligoclasa y ortosa, asociadas o independientes, y de cuarzo y biotita más o menos cloritizada.

5.3 ROCAS DE METAMORFISMO DE CONTACTO

En la periferia de las rocas hipogénicas existen formaciones rocosas, resultantes de las complejas interacciones entre las unidades preexistentes y las intrusivas. Tales aureolas presentan considerable desarrollo espacial, como banda periférica cuyo espesor aparente varía entre los 500 y 2.000 m.

Las transformaciones experimentadas por las diversas rocas, dependen de su proximidad al granito y de su composición particular. Las unidades de origen pelítico, como las aquí aflorantes, se han convertido en pizarras

moteadas en la aureola más externa; en pizarras con cristales más desarrollados de andalucita en puntos más cercanos a la intrusión, y en esquistos micáceos o corneanas de andalucita, en las inmediaciones del contacto ígneo.

5.3.1 Pizarras con andalucita y biotita

En las rocas pelíticas, próximas a los contactos ígneos, se forman porfidoblastos idio o subidiomorfos de andalucita, en la actualidad sustituidos por laminillas de sericita, bien parcialmente en los bordes, bien en todo el cristal, aunque conservándose con claridad el contorno rómbico característico.

También por el incremento térmico aparece biotita, en pequeñas láminas, más o menos acordes, o en porfidoblastos totalmente discordantes.

Merece destacarse en algunas pizarras la presencia de pequeños prismas de cloritoide, orientados al azar, que además contienen andalucita y mosqueo. Este cloritoide sólo se encuentra en zonas ricas en FeO y Al_2O_3 y pobres en K_2O .

5.3.2 Pizarras «mosqueadas»

Mucho más abundantes en Todos-Aires, son típicas de la zona intermedia de aureola exotermal. Consérvase en ellas su textura esquistosa, adquirida durante los plegamientos regionales, e incluso acentuada por la neoformación de biotita y sericita, tabulares, que crecen paralelas a aquella orientación. Las acciones de contacto han motivado en las mismas la aparición de nódulos ovoides porfidoblásticos (1,5-0,25 mm.), de composición polimineral.

Sus *componentes* mayores principales son, aparte de la andalucita, cuarzo, biotita, sericita y esfena.

Apatito, turmalina y circón son los *accesorios* habituales.

En cuanto a la *matriz*, es cuarzo micácea (biotita y sericita), impregnada por diminutos granillos de minerales metálicos.

6 BIBLIOGRAFIA

- ALVARADO, A. (1922).—«Note sur les plissements hercyniens et la formation filonienne du massif Est de la Sierra Morena». *XIII Congr. Int. Géol. Bruxelles*, pp. 441-484.
- (1923).—«Región este de Sierra Morena. Datos referentes a tectónica y formaciones filonianas de plomo». *Bol. XLIV, I. G. M. E.*

- ANONIMO (1923).—«Región este de Sierra Morena». *Bol. Ins. Geol. Esp.*, 55, IV, 3.ª serie, Madrid.
- AZCARATE, J. E., y ARGUELLES, A. (1971).—«Evolución tectónica y estructuras filonianas en el distrito de Linares». *Congr. Hisp.-Luso-Americano de Geología Econ.*, Madrid.
- AZCARATE, J. E.; VERGARA, A., y ARGUELLES, A. (1971).—«Caracteres metalogénicos de los distritos mineros de Linares-La Carolina». *Congr. Hisp.-Luso-Amer. Geol. Econ.*, Madrid.
- AZCARATE, J. E.; ESNAOLA, J. M.; ESPEJO, J. A., y MORENO, E. (1975).—«Presencia de formaciones cretácicas bajo el Terciario marino de Ubeda». *Jorns. Min.-Met.*, V., Nac. III. *Int. Bilbao* (Inédito).
- AZEMA, J., y CHAMPETIER, Y. (1970).—«Le Jurassique dans la partie orientale des zones externes des Cordilleres Betiques: Essai de coordination». *Cuad. Geol. Iber. I. G. M. E.*
- BUSNARDO, R. (1960).—«Aperçu sur le Prébétique de la région de Jaen». *B. S. G. F.* (7) II, pp. 324-329.
- CABANAS, R. (1956).—«Notas estratigráficas de la provincia de Jaén». *Est. Geol.*, núm. 31-32 (1956), pp. 267-272, Instituto «Lucas Mallada», Madrid.
- FABREGA, P. (1929).—«Génesis de los criaderos metalíferos. Teoría termosifoniana». *B. C. Mapa Geol.*
- FOUCAULT, S. (1965).—«Mouvements tectoniques d'age paleocretacique dans la region de haut Guadalquivir». *C. R. S. G. France*, Fac. 5/1965.167.
- FUGANTI, A. (1967).—«Ricerche Geologiche e minerarie nella parte orientale della Sierra Morena (Andalusia, Spagnie)». *Bol. Soc. Geol. Ital.*, 86, pp. 703-713, 9 ff.
- FUGANTI, A., y SERPAGLI, E. (1968).—«Geological remarks on urban Limestone and evidence for its upper Ordovician age by means of conodonts (Eastern Sierra Morena, South Spain)». *Instituto di Geologia*, núm. 69.
- GARCIA ARAUS, F. (1874).—«Datos geológico-mineros de la provincia de Jaén». *Bol. I. G. M. E.*, t. 1.
- GONZALEZ DONOSO, J., y LOPEZ-GARRIDO, A. (1970).—«El Mioceno pre-tectónico del extremo oriental de la Depresión del Guadalquivir». *Cuad. Geol. I. G. M. E.*
- GROTH, J. (1913).—«Sur la bordure meridionale de la Meseta Ibérique». *Compl. Rend. Acad. Scienc.*, París, 1914.
- (1914).—«Les schistes a Goniatites de Guadalmez». *Compt. Rend. Acad. Scienc.*, París, 1914.
- (1914).—«La Sierra Morena». *Comp. Rend. Acad. Scienc.*, París, 1914.
- (1914).—«La tectonique de la Sierra Morena». *Comp. Rend. Acad. Scienc.*, París, 1914.
- HABERFELNER, E. (1913).—«Revisión de los Graptolites de Sierra Morena. Publ. extr. sobre Geol. Espa.». *C. S. I. C.*, Madrid, t. VI, pp. 41-105.

- HENKE, W., & HUNDT, R. (1926).—«Informe sobre algunos hallazgos de Graptolitos en Sierra Morena». *Publ. Extr. sobre Geol. Esp., C. S. I. C.*, t. VI, pp. 27-39 (1952).
- HERNANDEZ PACHECO, E., & PUIG DE LA BELLACASA, N. (1926).—«Guide Geologique de Despeñaperros (Sierra Morena)». *XIV Congr. Int. Geol.*, Madrid (versión franc.), pp. 20-21.
- HERNANDEZ PACHECO, E. (1911).—«Elementos geográficos y geológicos de la Península Ibérica». *Asoc. Esp. para el Progreso de las Ciencias, Congreso de Granada*.
- (1924).—«La Sierra Morena y la llanura bética». Trabajo mecanografiado.
- HERRERA, A. (1877).—«Datos geológico-mineros de la provincia de Jaén». *Bol. Com. Mapa Geol. España*, t. IV.
- LOPEZ-GARRIDO, A. C. (1971).—«Geología de la zona prebética al NE. de la provincia de Jaén». *Tesis doctoral. Universidad de Granada*.
- LOPEZ-GARRIDO, A. C., y JEREZ MIR, F. (1971).—«La serie estratigráfica de Navalperal. Serie tipo del Mesozoico Prebético en la región Orcera-Siles». *Act. Geol. Hisp.*, t. VI, pp. 15-18.
- LOTZE, F. (1945).—«Observaciones respectivas a la división de los Variscides de la Meseta Ibérica». *Publ. Extr. sobre Geol. Esp., C. S. I. C.*, Madrid, t. V, pp. 149-166, 1950.
- MACPHERSON, J. (1897).—«Descripción petrográfica de los materiales arcácicos de Andalucía». *Anales Soc. Esp. de Hist. Nat.*, t. XVI, Madrid.
- (1888).—«Del carácter de las dislocaciones de la Península Ibérica». *Anales Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. XVII, Madrid, 1888.
- MALLADA, L. (1884).—«Reconocimiento geológico de Jaén». *Bol. Mapa Geol. de Esp.*, t. XI, Madrid, 1884.
- (1902).—«Memoria descriptiva de la cuenca carbonífera de Bélmez». *Bol. Cm. Mapa Geol.*
- (1911).—«Explicación del mapa geológico de España. *Mem. Com. del Map. Geol. de España*, Madrid, 1890.
- OVTRACHT, A., & TAMAIN, G.—«Tectonique, Migration des "Centres Chauds" et Mineralisations dans le Sud de la Meseta Ibérique (Espagne)».
- PAQUET, J. (1970).—«Le Jurassique dans la partie orientale des zones extrêmes des Cordillères Bétiques: Essai de coordination». *Cuad. Geol. Iber., I. G. M. E.*
- PENHA, M. H., y ARRIBAS, A. (1974).—«Datación geocronológica de algunos granitos uraníferos españoles». *Bol. Geol. y Min.*, t. LXXXV-III (1974), pp. 271-273.
- PERAN, M., & TAMAIN, G. (1967).—«La "formation Capana" dans le Nord de la province de Jaén (Espagne)». *C. R. Acad. Sc.*, París, t. 265, pp. 884-847.
- PERCONIG, E. (1971).—«Sobre la edad de la transgresión del Terciario marino en el borde meridional de la Meseta». *Congr. Hispano-Luso-Americano de Geol. Econ.*, Madrid.

- RAMIREZ COPEIRO, J.; CASTELLO, R., y ARMENGOT, J. (1973).—«Hoja geológica 1:50.000 de Córdoba». *I. G. M. E.*
- RECHENBERG, H. P. (1954).—«Zur Geologie und Mineralogie der Wolframlagerstätten von Belalcázar und Vilches (Spanien)». *Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft*, 106, pp. 505-518, Hannover.
- RODRIGUEZ ROMERO, G. (1908).—«Bosquejo geológico-minero sobre algunos criterios de Andújar y Villanueva de la Reina». *Estadist. Minera*, p. 435.
- SAAVEDRA, J. L. (1964).—«Datos para la interpretación de la estratigrafía del Terciario y Secundario de Andalucía». *Not. Com. Inst. Geol. Min. de España*, núm. 78, pp. 550.
- TAMAIN, G. (1963).—«Esquisse metallogénique de la Sierra Morena Oriental (Espagne)». *C. A. Sec.*, París.
- (1964).—«Mise en évidence de mouvements tectoniques dans le Sud-Est de la Sierra Morena (Espagne)». *C. R. Acad. Sc.*, París, t. 258, pp. 977-979.
- (1966).—«Les écaillés du Centenillo (Jaén, Espagne). Contribution à l'étude structurale du rebord méridional de la Meseta Ibérique». *C. R. Acad. D.*, París, t. 263, pp. 1.355-1.358.
- TAMAIN, & PERAN, M. (1967).—«Geologie Fondamentale et appliquée de la Haute vallée du Rio Pinto (Ouest du Centenillo, Jaén, Espagne)». *Trav. Lab. Geologie des Grandes Régions du Globe*, fac. d'Orsay Ronéot., 52 p. 4 cartes dépl., 16 figs.
- TAMAIN, G. (1967).—«El Centenillo, zone de référence pour l'étude de l'Ordovicien de la Sierra Morena oriental (Espagne)». *C. R. Acad. Sc.*, París, t. 265, pp. 389-392.
- (1968).—«Bosquejo metalogénico de Sierra Morena Oriental (España)».

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



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA