



IGME

726

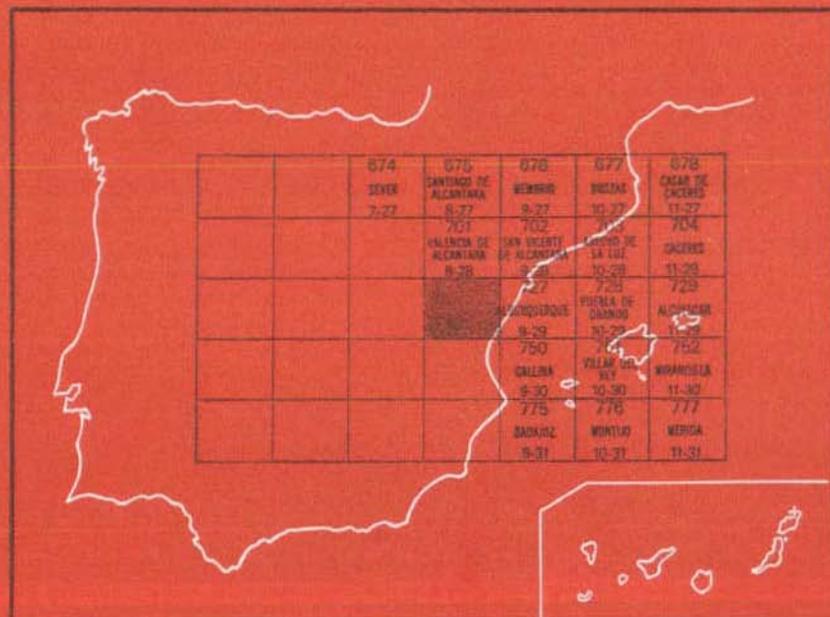
08-29

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

PINO DE VALENCIA

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

PINO DE VALENCIA

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por GEORENA, S. L., con normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido los siguientes técnicos superiores:

En *Memoria*: José Casas Ruiz y José A. Santos García.

En *Cartografía*: José Casas Ruiz y José A. Santos García, Licenciados en Ciencias Geológicas.

En *Fotogeología*: Escolástico Medina Fernández.

En *Petrografía*: Pedro Rivas, Licenciado en Ciencias Geológicas (JEN).

En *Paleontología*: Indalecio Quintero Amador, Doctor Ingeniero de Minas.

Supervisión del IGME: José María Barón Ruiz de Valdivia.

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 - Doctor Fleming, 7 - Madrid-16

Depósito Legal: M - 1.712 - 1982

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

INTRODUCCION

El tramo de frontera hispano-portuguesa, comprendido entre los valles de los ríos Tajo y Guadiana, ha constituido tradicionalmente una barrera ideal en la cartografía geológica de conjunto, por la disparidad de las interpretaciones a uno y otro lado de ella.

El estudio y cartografía de las Hojas del MAGNA, que se sitúan a lo largo de la frontera de esta región, tiene, por tanto, el gran interés de eliminar tales discrepancias.

La Hoja núm. 726 (Pino de Valencia) a escala 1:50.000, está enclavada en el conjunto del sistema hercínico Sub-Ibérico, que se divide en un cierto número de zonas orientadas paralelamente a la dirección principal hercínica.

Específicamente quedaría enmarcada en la zona «centro-ibérica» del macizo Hespérico (zona «Ostlusitanisch-Alcudische» de LOTZE, 1945) y cerca del límite con la zona de «Osa Morena».

El clima es típicamente continental, con inviernos relativamente lluviosos y temperaturas bajas, y veranos de extrema sequía y elevadas temperaturas, con el consiguiente problema para la agricultura y la ganadería, que son muy pobres. La precipitación media anual oscila entre los 400 mm. y los 550 mm.

El único núcleo de población es Pino de Valencia, con menos de mil habitantes, aunque existen numerosas aglomeraciones de caseríos esparcidos por todo el área, cuya única actividad es prácticamente la ganadería.

La porción española de esta Hoja es muy reducida, la mayor parte es portuguesa y pertenece a la región de Portalegre, con la población de este nombre a pocos kilómetros de la frontera.

Los accesos a la zona se efectúan por caminos generalmente en mal estado, que parten de las carreteras de Valencia de Alcántara-Portugal y San Vicente de Alcántara-La Codosera.

1 ESTRATIGRAFIA

La cronoestratigrafía de esta Hoja, se basa en lo establecido en la vecina núm. 29-C (Marvão), del Mapa Geológico de Portugal, a escala 1:50.000, debido a los hallazgos de yacimientos fosilíferos en que se apoya, ya que en la zona española sólo se han encontrado en la Cuarcita Ordovícica y en la formación carbonatada del Devónico Medio.

La datación del denominado «Complejo Esquistograuváquico», sigue siendo muy discutida, asignándose, por un lado, edad cámbrica y silúrica, mientras que otros autores lo suponen Precámbrico anquimetamórfico. Últimamente parece consistente atribuirle al Precámbrico, como justifican VEGAS, R.; ROIZ, J. M., y MORENO, F. (1977).

En la Hoja de Pino de Valencia, las rocas que integran la zona se pueden agrupar en tres conjuntos que, a grandes rasgos, son:

- Rocas del batolito de Alburquerque-Valencia de Alcántara. Afloran en una pequeña extensión al Noreste de la Hoja.
- Serie metapelítica, denominada Complejo Esquistograuváquico, en contacto con el batolito.
- Series paleozoicas, constituidas fundamentalmente de filitas y cuarcitas.

1.1 PRECAMBRICO (PC₂)

Aflora exclusivamente al Noroeste de la Hoja y ocupa una banda estrecha entre el granito del batolito de Valencia de Alcántara-Alburquerque y las Sierras Cuarcíticas.

Esta formación, de facies geosinclinal, fue denominada como «Anteordovícico» por los geólogos portugueses, debido a las dudas que su edad planteaba. Sin embargo, en España, el Esquisto Grauváquico tiene una extensión global muy importante de norte a sur de la península y han sido suficientemente estudiadas sus relaciones con el Cámbrico para poder asegurar que su edad es Precámbrica.

Aunque en el conjunto que aflora en esta zona no se han localizado los típicos niveles de metagrauvacas, por su posición estratigráfica y sus relaciones con el análogo de la vecina Hoja de Valencia de Alcántara, se le puede asignar como perteneciente al «Complejo Esquistograuváquico», cuya edad actualmente más admitida es de Precámbrico Superior PC₂ (Alcudiense).

La mayor parte del afloramiento se encuentra afectado por metamorfismo de contacto del batolito granítico. El contacto con el granito es muy neto y la fotografía aérea permite seguirlo sin dificultad.

Fundamentalmente está compuesto por esquistos y filitas de color gris oscuro que localmente adquieren tonalidades verdosas, debido a la abundancia de clorita.

Hacia el Sur afloran unas filitas, en algunos puntos ampelíticas, que presentan un bandeado muy llamativo, debido a la alternancia de episodios ricos en cuarzo con otros ricos en filosilicatos, que da a la roca un aspecto muy característico. Estos nivelillos a veces se encuentran muy replegados. La alternancia muestra una diferencia de composición que claramente corresponde a diferentes condiciones de depósito. Así, pues, estos niveles marcarían la verdadera posición de la estratificación.

En determinadas zonas existe un enriquecimiento en cuarzo que rellena filones.

El conjunto está afectado de una clara esquistosidad subparalela a la estratificación de dirección variable entre N-115°E y N-120°E y posición prácticamente vertical o subvertical. En algunos puntos se observa claramente la existencia de otra esquistosidad de dirección media N-135°E, e igualmente en posición subvertical.

La potencia real del conjunto es difícil de calcular debido al fuerte replegamiento de la serie, no obstante, se puede decir que alcanza un valor superior a 1.000 m.

La orla de metamorfismo de contacto tiene una potencia aparente variable, su límite exacto es difícil de situar, en el campo parece alcanzar un máximo del orden de 2.000 m. hasta donde la disminución gradual del metamorfismo es observable a simple vista.

Las rocas de la aureola son esquistos y filitas mosqueadas típicas (Kξ). En las cercanías del plutón adquieren colores pardo amarillentos, que sucesivamente pasan a colores negro azulados.

Además, en las zonas más próximas al batolito, se observan intercalaciones poco abundantes de cuarcitas oscuras, muy compactas (armibianíticas) (Kζ).

El efecto térmico del metamorfismo de contacto es generalmente poco intenso, ya que no llega a hacer desaparecer la textura anterior de la roca. No aparecen con claridad las facies de las corneanas.

Los principales minerales de contacto son cordierita y andalucita en los esquistos más próximos al granito; hacia fuera, desaparecen paulatinamente, primero la cordierita y luego la andalucita, al mismo tiempo que dominan las micas, biotita y clorita.

En las áreas de mayor profundidad del surco hercínico, al que corresponde esta zona, sobre el complejo esquistogruaváquico, se encuentran potentes conglomerados, como en el valle de Alcudia, o porfiroides feldespáticos, como en Valdelacasa, a veces acompañados por lechos carbonatados, como en el sur de Salamanca; e incluso parece haberse observado

su posición discordante sobre aquél. Esta serie compleja se supone que corresponde al Precámbrico terminal.

Sobre ella, a su vez, también en discordancia debida a la fase asintica, se apoya el Cámbrico pizarroso y calizo, datado por sus faunas de arqueociátidos, trilobites y braquiópodos y encima aún, en nueva discordancia, el Ordovícico basal tremadocense de facies continental, arenoso y conglomerático, con carácter de «capas rojas».

1.2 ORDOVICICO INFERIOR (O₁)

La serie del Ordovícico basal, continental, antes citada, es la que podría existir entre el Esquisto Grauváquico y las cuarcitas arenigienses (O₁₂), que no se observa debido al fuerte recubrimiento. Más al E, en la vecina Hoja de Albuquerque, existe un pequeño afloramiento, donde cabe la duda de si su edad sea exclusivamente Tremadocense, como suponen VEGAS et al. [1971], en este caso, faltaría todo el Cámbrico, es decir, el Cámbrico Inferior también, además del Cámbrico Medio y el Superior, que ya están ausentes en toda la provincia y gran parte del Hercínico y el Precámbrico terminal.

En cualquier caso, se trata de una serie detrítica continental, formada a expensas de las rocas sobre las que se asienta, es decir, el complejo esquistograuváquico, de origen en todo análogo al de los suelos que hoy se ven en formación, aunque lixiviados y transportados a distancias diferentes. Está constituida por arenas y areniscas [psamitas] de colores claros, principalmente violáceos (O₁).

Tampoco se ve su contacto con la cuarcita Arenigiense, aunque la impresión general es que la disposición mutua sea acordante; la existencia de conglomerados es posible, pero no se han observado, bien entendido, que las observaciones son prácticamente puntuales, por la razón indicada.

1.2.1 SKIDAWIENSE-ARENIGIENSE (O₁₂)

Está constituido fundamentalmente por ortocuarzitas (cuarzarenitas), con restos fósiles que permiten datarlas sin ningún género de dudas. Se han encontrado los siguientes fósiles: *Cruciana Furcifera* D'ORV., *Arthropycus C. F. Harlani* (HALL) y *Scolithus Dufrenoyi* (ROU).

Forman un afloramiento de una continuidad lateral bastante grande, atraviesan la Hoja de NO a SE, en dirección Hercínica y de forma prácticamente rectilínea, que sólo sufre pequeños desplazamientos por fallas de dirección N-S.

Las cuarcitas forman una barrera de neta separación entre el Precámbrico y el Paleozoico. Presentan colores grises y grises azulados con tona-

lidades amarillentas y a veces rojizas. Tienen aspecto sacaroideo y están constituidos casi exclusivamente de granos de cuarzo de tamaño homogéneo y sin cemento. En algunos puntos se puede observar la presencia de minerales pesados, formando hiladas, que, sin duda, corresponderían a residuos de una antigua estratificación. Presentan secuencia arenácea, lo que nos indica el bajo grado de metamorfismo que han sufrido.

Su facies es claramente epicontinental, con pistas de organismos y ripple-marks (observados en la vecina Hoja de Albuquerque); esto, junto a la esquistosidad observada en lechos menos competentes intercalados, nos indican siempre que el muro se sitúa al norte. Así, pues, es clara la inversión de las capas allí donde el buzamiento es hacia el N. En algunos puntos se observan pequeños pliegues, posiblemente debidos a deslizamientos en dirección Sur.

Las cuarcitas alcanzan una potencia máxima de 100 metros y se presentan en estratos de espesor variable entre 0,2 y 1,1 metros.

1.3 ORDOVICICO-SILURICO (O₂-S^B)

Se sitúa sobre las cuarcitas Arenigienses. Aflora en bandas estrechas al Sur de dichas cuarcitas y en el núcleo de una estructura anticlinal situada entre las peñas cuarcíticas y la Sierra de la Calera.

La falta de criterios paleontológicos hace que no se pueda establecer claramente la separación entre Ordovícico y Silúrico.

Está constituido fundamentalmente por unas filitas ampelíticas y filitas, que, en Portugal, CORREIA (1976) ha encontrado fauna de *Monograptus* que permite datarlas como Wenlokiense (S₁³) y probablemente Ludlowiense (S₂³). Por tanto, y salvo discontinuidades no advertidas, esta formación debe representar a parte del Ordovícico (Medio y/o Superior) y prácticamente casi la totalidad del Silúrico.

Son rocas de color gris y violeta, que localmente adquieren tonalidades muy oscuras debido principalmente al contenido en materia orgánica y piritita oxidada. Es frecuente la observación de cristales cúbicos de piritita parcial o totalmente limonitizados. Hacia la base y el techo se intercalan niveles de cuarcitas cada vez más abundantes, por lo que el contacto con las series cuarcíticas inferior y superior es un tránsito gradual.

Se observan dos esquistosidades de direcciones prácticamente coincidentes, N-135°E y N-145°E; allí, donde los buzamientos adquieren valores diferentes, hace que la roca se fracture de una forma muy particular, a modo de astillas.

Tienen una potencia aproximada de 150 m.

Al NO de la Hoja, esta formación se encuentra débilmente afectada por el metamorfismo de contacto producido por la intrusión del batolito de

Alburquerque-Valencia de Alcántara. Esto se pone de manifiesto por la existencia de minerales típicos de metamorfismo de contacto, visibles sobre todo en los tramos más pelíticos. Se destaca la presencia de fenoblastos, que debieron corresponder a andalucita, actualmente solo quedan sus productos de alteración pseudomorfizándola (sericita-moscovita).

1.4 DEVONICO (S^u-D₁₁), (D₁₂), (D₁₂₋₁₃), (D₁₃₋₂₁), (D₁₃₋₂)

La transición silúrico-devónica se encuentra ya en la serie de cuarcitas con intercalaciones de filitas, que se sitúan sobre las pizarras ampelíticas, sin ningún tipo de discontinuidad apreciado.

En la parte superior del tramo se han clasificado, en Portugal, *Parahomolotus*, *Pteranitella laevis*, etc. (CORREIA, 1976), como Gediniense, por lo que debe de suponerse que representa al Silúrico terminal y una parte importante del Devónico Inferior (S^u-D₁₁).

Se trata de cuarcitas más o menos areniscosas y de granulometría variable. Presentan colores grises con tonalidades amarillentas. Las hiladas de minerales pesados que a veces se observan, constituyen restos de estratificación residual, son rocas bastante más impuras que las cuarcitas arenigensas. Entre ellas se intercalan filitas silíceas y versicolores, por meteorización, aunque su color original parece ser el gris más o menos oscuro. El conjunto tiene una potencia media aproximada de 200 m.

Encima de este tramo, fundamentalmente cuarcítico, y sin discontinuidad observable, se encuentra una serie de características litológicas diferentes (D₁₂). Son filitas con intercalaciones de cuarcitas más o menos areniscosas; presentan colores pardos y cenicientos, con abundantes manchas de óxidos de hierro que a veces se disponen de una forma concéntrica muy característica. En este tramo es en el que los geólogos portugueses han encontrado *Fimbrispirifer trigeri*, *Trigonirhyrincia falaciososa* e *Hysterolites hystericus*, fauna que data con precisión el Siegeniense (D₁₂). La media es de aproximadamente 90 m.

La secuencia litoestratigráfica continúa por un complejo constituido fundamentalmente por cuarcitas con algunas intercalaciones delgadas de filitas. Son de color grisáceo con tonalidades rojizas debido al alto contenido en óxidos de hierro; se presentan en capas, de espesor variable, entre 2 cm. al muro, y 70 cm. al techo. La característica más destacada de esta serie es la alta ferruginosidad que presentan las rocas. Tiene una potencia media aproximada de 180 m. y su edad sería Siegeniense-Emsiense (D₁₂₋₁₃).

Al techo de esta serie, aparece un conglomerado de cantos redondeados de cuarcita. Tiene una potencia variable entre 0,50 y 0,75 m. y una continuidad lateral bastante grande. Los colores que presenta son similares a los de la formación infrayacente, es decir, pardos y cenicientos con man-

chas rojizas, debido a mineralizaciones de óxidos de hierro. Este nivel se observa tanto en la falda meridional de la Sierra de la Calera como en la estructura situada al Sur de la Hoja.

Lógicamente, este nivel conglomerático debe marcar una discordancia entre el tramo anterior y la serie de filitas que aflora a lo largo del Valle del río Gévora.

Como se observa en la cartografía, en el afloramiento septentrional, este tramo (D₁₂₋₁₃), se acuña hacia el E debido principalmente a que las filitas suprayacentes son transgresivas sobre él.

En estas filitas, y en la Hoja de Marvao, se han determinado *Paraspirifer auriculatus*, *Brachyspirifer*, *Douvillina taeniolata*, etc., que caracterizan al Emsiense (D₁₃). Estas filitas constituyen una serie muy monótona, de colores grises y negros, fuertemente plegada y con una clara esquistosidad subvertical o inclinada hacia el Sur. En general, son bastante silíceas, aunque son frecuentes las intercalaciones arcillosas.

Hacia el muro de las filitas y en el flanco Norte del Sinclinorio del Gévora, afloran los niveles carbonatados de calizas y calcoesquistos dolomíticos. En el flanco Sur de dicha estructura, esta misma formación aflora a lo largo de toda la Hoja de Albuquerque, pasa por la Codosera, adentrándose sólo un poco en la Hoja de Pino de Valencia.

Esta formación es de facies pararecifal, como se deduce de la fauna encontrada y de las formas tan irregulares de los afloramientos.

Las calizas son de color gris oscuro, tienen abundantes vetillas de calcita y presentan estructuras en bancos de potencia muy variable, entre 0,10 y 0,50 m. En varios puntos esta formación carbonatada ha dado fauna que permite datarla como Cobleciense Superior-Eifeliense (D₁₃₋₂₁).

Los fósiles encontrados son los siguientes: *Cyathocrinites* CF. *Pinatus*, *Goldf*, *Hexacrinites* sp., *Cyatocrinites* sp. y otros tallos y pínulas de crinoides inclasificables. La potencia es muy variable a lo largo de los afloramientos, por el carácter pararecifal antes apuntado. Como máximo llegan a alcanzar 150 m. (C.º Fontanar).

Las filitas que ocupan el valle del río Gévora constituyen el techo de la serie Paleozoica y tendría una edad comprendida entre el Devónico Inferior y Medio (D₁₃₋₂).

1.5 CUATERNARIO (OL) (QAL)

Los depósitos recientes proceden de la meteorización y erosión de los materiales Precámbricos y Paleozoicos que anteriormente se han descrito.

Los suelos están desarrollados y no llegan a cubrir áreas muy extensas. Están formados fundamentalmente sobre los esquistos y sobre las rocas graníticas; en el primer caso consisten en arcillitas y limolitas secundarias,

formadas por sílice y minerales arcillosos hidratados; en el segundo, son verdaderos «lehms graníticos».

Se pueden distinguir dos tipos fundamentales de depósitos: Derrubios de ladera y aluviales.

Los derrubios de ladera (QL), se encuentran desarrollados fundamentalmente en las laderas de las sierras cuarcíticas. Están formados por cantos y bloques de cuarzo y cuarcita y de esquistos sueltos o englobados en una matriz arcillosa de color rojizo. Son particularmente abundantes en la ladera Norte de las Sierras de cuarcitas Arenigienses, donde llegan a ocultar prácticamente toda la serie continental de la base del Ordovícico.

En dichos derrubios, normalmente se desarrolla un nivel de tierra vegetal en el que crece abundante vegetación; ambos dificultan mucho la observación de afloramientos en determinadas zonas.

Los depósitos aluviales (QAL) están acumulados en la actual red de drenaje, sobre todo en los cauces de los ríos principales de la Hoja, el Gévora y el Codosero. Están compuestos de arenas y cantos de cuarzo y cuarcita. No sobrepasan la potencia de unos dos metros.

1.6 ROCAS IGNEAS $\left(\begin{smallmatrix} b \\ p_2 \gamma_3^2 \end{smallmatrix} \right)$

Son rocas ígneas ácidas pertenecientes al batolito granítico de Alburquerque-Valencia de Alcántara-Nisa.

Aflora al NE de esta Hoja y cubriendo una superficie de aproximadamente 8 Km².

El batolito se dispone según las directrices estructurales hercínicas, por lo que su emplazamiento debió tener lugar durante dicha orogenia. La datación geocronológica en Alburquerque, ha dado una edad ± 10 m. a. (PENHA y ARRIBAS, 1974). Así pues, parece tratarse de un granito de edad Wesfaliense-Estefaniense.

Los granitos son de grano medio a grueso, porfiroides, con grandes cristales de feldespato potásico (principalmente microclina), biotíticos y con algo de moscovita. (Primaria y secundaria.) Es constante la presencia de cordierita o de pinnita pseudomórfica de la anterior.

2 TECTONICA

La Hoja se sitúa en la zona «centro-ibérica» del macizo Hespérico, concretamente en la región denominada «Ostlusitanisch-Alcudische» de LOTZE (1945).

Desde el punto de vista estructural pueden diferenciarse dos dominios: el septentrional, en el que el esquistó grauváquico constituye una antiforma

de gran radio, en cuyo núcleo intruye el batolito granítico de Valencia de Alcántara-Albuquerque; y el meridional, donde los depósitos paleozoicos forman un amplio sinclínorio.

Las estructuras siguen claramente las directrices hercínicas, con orientación ONO-ESE.

No hay que descartar la existencia de movimientos tectónicos prehercínicos, cuyos efectos han sido ocultados o incluso borrados por la orogenia Hercínica.

2.1 DEFORMACIONES CONTINUAS Y FASES

Se han diferenciado claramente tres fases de plegamiento:

- Fase 1.^a (F_1). Es la fase principal representada en la zona. Origina una gran variedad de pliegues aproximadamente isoclinales, con vergencia norte, ejes subhorizontales y una esquistosidad de fractura (S_1) paralela al plano axial de dichos pliegues; es la esquistosidad más patente en la zona y tiene una dirección media de N 120 E. En determinados puntos se observa una lineación ($L_{S_0^1}$) que resulta de la intersección de la esquistosidad (S_1) y la estratificación (S_0).

Los pliegues suelen ser simétricos o asimétricos, con tendencia a la geometría similar, combinándose en las series, pliegues de las clases 1C y 3 de RAMSAY (1967).

En el complejo Esquisto Grauváquico destacan pliegues de tendencia isoclinal, con esquistosidad de plano axial y subparalela a S_0 en los flancos.

En las cuarcitas y filitas paleozoicas, los pliegues que aparecen suelen ser de tipo intermedio, con tendencia a la geometría similar (pliegues de las clases C1 y 3 de RAMSAY).

- Fase 2.^a (F_2). De menor importancia que la primera, produce una esquistosidad de fractura (S_2), más difícil de reconocer en el campo; la dirección media es de N 135 E. Así pues, el ángulo que forman S_1 y S_2 es muy pequeño.

Debido a la menor intensidad de esta fase y a que es prácticamente coaxial con la primera, más que originar una nueva generación visible de pliegues, daría lugar a un acentuamiento de los ya existentes.

- Fase 3.^a (F_3). Muy poco desarrollada en la zona. Origina pliegues que se presentan en forma de suaves ondulaciones y micropliegues abiertos, de dirección NNE-SSO. En determinados puntos se observa una esquistosidad incipiente de fractura (S_3) de dirección media N 40 E, que sería paralela al plano axial de los pliegues generados por esta fase.

2.2 DEFORMACIONES DISCONTINUAS

Se han diferenciado varios sistemas de fracturas, que están caracterizados del modo siguiente:

1. Sistema de fracturas de direcciones comprendidas entre N 110 E a N 145 E. Son de gran importancia en la zona, aunque son difíciles de observar por ser prácticamente paralelas a las estructuras hercínicas.
2. Un segundo sistema de dirección aproximada E-O. No está muy representado en la zona.
3. Existe un conjunto de fracturas de dirección prácticamente N-S, que queda reflejado sobre todo en las cuarcitas skidawienses.
4. Existe, finalmente, un conjunto entre N 10 E y N 45 E. Estas fracturas son paralelas a la gran falla de Plasencia que cruza por la parte oriental de la vecina Hoja de Alburquerque.

2.3 RELACIONES ENTRE FRACTURACION Y PLEGAMIENTO

El sistema de fracturas de ONO-ESE se genera por esfuerzos en dirección NNE-SSO, y sector de N, los mismos que dieron lugar a las estructuras de dirección hercínica. Su componente vertical es mayor que la horizontal, son, en general, inversas de ángulo elevado o subvertical.

En otras zonas han podido verse fallas con componente vertical, unas pueden ser producidas por rejuego distensivo de las fallas (N 110 E a N 145 E) o ser completamente nuevas y directas.

En cuanto al sistema de fracturas N-S, cabe pensar que se generarán por esfuerzos en dirección aproximada E-W, o debido al relajamiento elástico de la compresión. La componente horizontal es mayor que la vertical. En ellos se ubican en otras Hojas cortejos filonianos.

Las fracturas de dirección aproximada N-30°-E, pueden corresponder a esfuerzos compresivos en dirección N-S, sin descartar la posibilidad de que actuaran con posterioridad movimientos de distensión. Estas fallas funcionarían por movimientos tardihercínicos que serían claramente posteriores a los sistemas de dirección ONO-ESE.

2.4 ESTRUCTURAS MACROSCOPICAS

La primera fase de deformación (F_1), es la responsable de las macroestructuras hercínicas que aparecen en la zona. Esta da origen a grandes pliegues kilométricos de orientación NO-SE, que forman largas bandas de hasta varias decenas de kilómetros.

En la Hoja, de N a S, se disponen las siguientes grandes estructuras:

- Anticlinorio desarrollado en el Esquisto-Grauváquico y en cuyo núcleo ha intruido el batolito granítico de Alburquerque-Valencia de Alcántara. Los pliegues menores que se observan son de radio variable, normalmente de plano axial vertical o vergente al norte.
- Sinclinorio del Gévora. El nombre lo debe a que el río Gévora corre a lo largo de prácticamente todo su núcleo. Se trata de un sinclinorio desarrollado en los depósitos paleozoicos y vergente al norte; su flanco norte es normal y el sur invertido y deformado por una falla inversa de buzamiento al sur. El límite norte del sinclinorio es la corrida de cuarcitas skidawienses. En el sinclinorio existen una serie de estructuras menores; las más importantes se describen a continuación:
 1. Antiforma devónica al sur de la Hoja. Constituye la alineación montañosa que va desde el vértice Lamparona al vértice Matasiete. Es un Antiforma vergente al norte, su flanco sur es normal y el norte invertido y cortado por una falla inversa de buzamiento 70°-75° al sur.
 2. Estructuras en el sector comprendido entre las peñas cuarcíticas y la Sierra de la Calera. Se trata de anticlinales y sinclinales marcados por las alineaciones cuarcíticas del Silúrico-Devónico. Son estructuras en general abiertas y vergentes ligeramente al norte, cuyos ejes se hundían hacia el NO en la parte noroccidental y hacia el SE en la parte sur-oriental.

3 HISTORIA GEOLOGICA

Los materiales más antiguos que afloran en la Hoja corresponden a los incluidos en el llamado «complejo esquistograuváquico», que debieron depositarse en el extenso geosinclinal precámbrico, probablemente en zonas de poca profundidad.

Hay que señalar la falta de los sedimentos turbidíticos, muy extendidos por la cordillera Hercínica, que delatan la inestabilidad con que finaliza la era Precámbrica (hace aproximadamente 600 m. a.). Además tampoco parecen estar presentes las facies de conglomerados y olitostromas de la etapa gliptogénica asíntica de la culminación orogénica.

La falta de sedimentos cámbricos, que sí se encuentran al Este de la provincia, se debe a la elevación orogénica o isostática de la región en un momento determinado. Así pues, podría tratarse de una ausencia de sedimentación o una sedimentación con erosión posterior, hipótesis, esta últi-

ma, menos verosímil. Posteriormente se produjo la peneplanización de la zona.

El Paleozoico se inicia con una etapa erosiva, como lo muestra la existencia de los depósitos continentales de la base del Ordovícico, formados a partir de los esquistos Precámbricos.

Las cuarcitas del Skidawiense proceden de unos sedimentos primitivos, de carácter arenoso y claramente transgresivos sobre el país Cámbrico. Su biofacies (pistas) y sus estructuras sedimentarias (ripple-marks) son típicas de medios sedimentarios costeros o de bordes de plataforma.

Las filitas ampelíticas, con *graptolites*, que se sitúan a continuación, muestran el progreso de la transgresión durante el Ordovícico y parte del Silúrico, sin que se observe discontinuidad alguna.

Posteriormente, se inicia una etapa regresiva, con el simultáneo rejuvenecimiento topográfico y el consiguiente aumento de la energía de los medios de transporte. De esta forma se depositan materiales más o menos arenosos y pelitas en facies, a grandes rasgos, series rítmicas. Estos fenómenos deben atribuirse a la orogenia Caledoniana, que da lugar a cordilleras en otras regiones de Europa, aquí se manifiesta sólo por una variación en la granulometría de los sedimentos debida a la inestabilidad de la cuenca.

El conglomerado marino del Siegeniense, situado al techo de las cuarcitas, de la sierra de la Calera y de la Codosera, marca el momento de máxima retirada del mar Devónico.

A partir del Devónico Inferior se inicia una nueva etapa transgresiva, durante la que se depositaron las filitas del Valle del río Gévora y sus intercalaciones carbonatadas de facies pararrécifal, datadas como Cobleciense Superior-Eifeliense.

La secuencia estratigráfica paleozoica termina con las filitas del Gévora, que podrían representar hasta el Devónico Medio.

El batolito de Albuquerque debió emplazarse, sin duda, a lo largo de la orogenia Hercínica, lo cual está de acuerdo con las dataciones geocronológicas realizadas por PENHA, M. H. y ARRIBAS, A. (1974), resultando una edad correspondiente al Carbonífero Superior (284 ± 5 m. a.), posterior a la fase principal hercínica. Esto lo apoya también el hecho de que las filitas devónicas estén afectadas por el metamorfismo de contacto.

La etapa más reciente de la historia geológica de la zona consiste en un largo período continental durante el que se forman los suelos, derrubios de ladera y aluviales.

4 PETROGRAFIA

Las rocas estudiadas corresponden a facies metamórficas o ígneas. Estas últimas de naturaleza granítica.

Las rocas metamórficas: filitas, esquistos, cuarcitas, calizas, mármoles, son el resultado de la transformación sufrida por sedimentos detríticos de tipo pelítico y samítico, y por sedimentos carbonáticos.

El grado de metamorfismo es bajo. Todas estas rocas quedan dentro de la facies de los esquistos verdes, subfacies de la moscovita-clorita y moscovita-biotita del metamorfismo regional. En ocasiones es difícil determinar si las transformaciones sufridas se deben al proceso metamórfico o solo a un avanzado estado diagenético.

En el entorno del granito se desarrolla una aureola de metamorfismo de contacto, que se manifiesta por la aparición en filitas y esquistos, del moteado característico de la facies de las «pizarras mosqueadas». El efecto térmico no parece muy intenso, pues no llegan a aparecer las facies de las corneanas de forma clara.

La alteración meteórica sufrida por estos materiales es pequeña. Se manifiesta por fenómenos de decoloración en los materiales ampelíticos y por la oxidación y pigmentación por óxidos de hierro que, en general, todos ellos presentan, especialmente en zonas de microfisuración y mayor permeabilidad.

No se observan transformaciones hidrotermales destacables, a pesar de la presencia frecuente de venas de cuarzo. Solo ocasionalmente aparecen productos micáceos (sericítico-moscovíticos) en las salbandas de dichas venas de cuarzo.

En el granito, además de los efectos propios de meteorización, resalta la existencia de un proceso de sericitización moscovitización de ortoclasas y plagioclasas. Las biotitas están parcialmente alteradas, con pérdida de hierro, dando moscovitas y cloritas.

4.1 FILITAS

Presentan textura lepidoblástica. En muchas de ellas se conserva como carácter sedimentario residual un bandeado, o laminación, que corresponde a diferencias de composición, fundamentalmente a las proporciones relativas de cuarzo y filosilicatos, acentuadas ocasionalmente por la distinta concentración de materia orgánica y óxidos de hierro.

El bandeado es generalmente subparalelo a los planos de foliación, por lo que se puede hablar de concordancia entre estratificación y esquistosidad.

La presencia de porfidoblastos confiere a la roca la textura típica maculosa, no observándose relación directa aparente entre la aparición de este moteado y la composición de la roca.

Los porfidoblastos corresponden a diferenciados lenticulares de componentes micáceos: moscovita, clorita, biotita, lenticulos con cierto grado de isotropismo y fenocristales de andalucita.

Es relativamente frecuente la existencia de micropliegues, cuyos ejes cortan la traza de los planos de esquistosidad. Podrían considerarse como micropliegues de arrastre que se manifiestan casi únicamente en los episodios más incompetentes, como resultado de su deformación plástica durante la deformación general de la zona, sin embargo, las observaciones de campo inducen a pensar más bien que se trate del efecto de una fase tectónica, con producción de esquistosidad de pliegue-fractura, impuesta a la esquistosidad paralela a la estratificación.

En algunas de las muestras se observan fenocristales de biotita orientados paralelamente a la dirección de dichos micropliegues.

Tanto en las filitas como en los esquistos y cuarcitas existen vénulas de cuarzo que cortan la estructuración de la roca. Estas vénulas están deformadas por fenómenos de deslizamiento sobre los planos de esquistosidad. Se interpretan como debidas a las etapas últimas del proceso tectónico que afecta a las rocas.

Su composición corresponde fundamentalmente a componentes micáceos: sericita-moscovita, clorita y biotita, siendo de destacar el contenido de algunas de ellas en materia orgánica grafitizada.

4.2 ESQUISTOS

Su textura es granolepidoblástica, aunque algunos de ellos con escaso desarrollo de planos de esquistosidad y por la disposición de sus componentes minerales, se les define como de textura blastosamítica, pues recuerdan la disposición textural de las rocas sedimentarias correspondientes. Algunos de ellos tienen textura maculosa, siendo el moteado de composición análoga a al indicada para las filitas. Se observan, además, fenoblastos de biotita y moscovita con textura peritoblástica.

Se desarrollan sombras de presión por cristalización de micas y cuarzo fundamentalmente, en las zonas de baja presión de los bordes de lenticulas y granos de cuarzo.

La composición es bastante constante, con cuarzo, moscovita, clorita y biotita como componentes esenciales.

De acuerdo con su composición corresponden a esquistos moscovíticos o biotíticos.

4.3 CUARCITAS

Corresponden a cuarzarenitas que han evolucionado probablemente hasta un estadio de metamorfismo equiparable al del resto de las rocas de la zona.

Su carácter textural dominante es el de rocas granoblásticas, en las que a veces persiste una ligera orientación de sus componentes minerales, cuarzo fundamentalmente. Esta orientación es especialmente apreciable en sus componentes densos que se disponen linealmente, conservando cierto paralelismo con la orientación general de la roca, carácter que se considera heredado de su estratificación sedimentaria.

Ocasionalmente y con carácter local, se observan fenómenos de cataclasis, que se manifiestan por la extinción ondulante y granulación de los cuarzos. En algún caso, la roca corresponde a una brecha cuarcítica.

La presencia de microfisuras con óxidos de hierro, sericita-moscovita y venas de cuarzo es frecuente.

En el conjunto estudiado podrían distinguirse tres grupos: uno que correspondería a esquistos cuarcíticos, un segundo de cuarcitas homogéneas típicas y el tercero en el que el contenido en componentes micáceos es relativamente importante, por lo que les clasifica como cuarcitas micáceas.

4.4 CALIZAS

Corresponden a rocas ligeramente recrystalizadas y con cierta orientación, en las que es difícil determinar si están afectadas por un metamorfismo o su transformación es simplemente diagenética.

Presentan microfisuración con opacos, sericita-moscovita y productos arcillosos.

4.5 GRANITOS

Corresponde a una facies de grano grueso, holocristalina, hipidiomorfa, en la que se observan crecimientos peritéticos, antiperitéticos y micrográficos.

Sus componentes esenciales son cuarzo, ortosa, microclina y plagioclasa (oligoclasa), siendo ligeramente superior la proporción de plagioclasas a la de la ortosa. Contiene además biotita, moscovita, turmalina, circón y opacos.

Está afectada por un proceso de sericitización-moscovitización de feldespatos relativamente intenso, en la plagioclasa la alteración es zonal, estando más afectada la parte central de las mismas.

5 GEOLOGIA ECONOMICA

Muy poco atractiva, desde el punto de vista económico, es la geología de esta Hoja de Pino de Valencia; sólo existen indicios y algunos yacimientos ya abandonados hace bastante tiempo.

Con base en sus particulares características metalogenéticas, las mineralizaciones de la zona pueden dividirse en cuatro tipos:

- Intragraníticas, de uranio y fosfato, filonianas.
- Perigraníticas, de W y Pb-Ag, más alejadas del batolito que las anteriores.
- De hierro, sin relación con el batolito.
- De talco, de origen mecánico.

Al primer tipo corresponden la del paraje denominado «Las Periconas» (X = 643,2; Y = 4355,4), en el mismo contacto entre el granito y esquistos mosqueados, y la del lugar conocido por «La Morena» (X=656,3; Y=4354,4), en estos esquistos. Los granitos a que se asocian estas mineralizaciones son de grano muy grueso, porfiroides y biotíticos, con algo de moscovita de forma esporádica y grandes cristales de cordierita, en ellos encajan los filones de cuarzo brechificado que contienen óxido de uranio y fosfatos, con trazas de niobio y tántalo. Se trata de concentraciones de carácter epitermal.

Las mineralizaciones de wolframio encajan en rocas pelíticas, por lo que puede deducirse del único indicio de la Hoja, situado en el lugar denominado «El Asiento» (X = 652,3; Y = 4355,2), entre el batolito granítico y las sierras cuarcíticas; se trata de una concentración filoniana hidrotermal con wolframatos en ganga silicatada.

Las mineralizaciones Pb-Ag están representadas por dos pequeños Indicios que encajan en rocas cuarzo-pizarrosas, del ángulo noroeste de la Hoja; son de morfología filoniana y origen hidrotermal.

Algunas concentraciones puntuales de óxidos de hierro, en horizontes cuarcíticos, no presentan ningún interés económico.

Las distintas mineralizaciones se distribuyen espacialmente entre sí y con respecto al granito, de acuerdo con la zonación clásica, según un gradiente decreciente de temperatura: U-P, W, Pb-Ag, Fe.

En cuanto a minerales o rocas industriales, sólo existe en la Hoja una cantera de caliza en el caserío del Fontanar (X = 655,8; Y = 4346,9), que fue explotada para la obtención de cal, pero ya hace tiempo abandonada. Más abundantes son las explotaciones de talco, aunque actualmente sólo se trabaja la situada en «La Tojera» (X = 655,8; Y = 4340,8). Dos de las inactivas están en las proximidades de Puerto del Batán (X = 655,9; Y =

= 4349,7) y al norte del vértice de Matasiete (X = 656,4; Y = 4341), junto a la C.ª del Barrero.

6 BIBLIOGRAFIA

- CORREIA PERDIGAO, J. (1976).—«Carta Geológica de Portugal. Escala 1:50.000. Folha 29-C. Marvao». *Servicios Geológicos de Portugal*, pp. 1-18.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L. (1965).—«La continuación hacia el SO del dique básico de Plasencia». *Notas y Comunicaciones del IGME*, núm. 77, pp. 164.
- GONÇALVEZ, F. (1969).—«Provavol conglomerado de base no Precámbrico Superior de Portugal». *Boletín da Sociedade Geologica de Portugal*, número 17, pp. 109-119.
- (1971).—«Subsidios para o conhecimento geologico do Nordeste Alentejano». *Servicios Geológicos de Portugal*, núm. 18, pp. 1-62.
- GUMIEL, P.; ARRIBAS, A.; SAAVEDRA, J. (1976).—«Geología y metalogenia del yacimiento de Estibina-Scheelita de San Antonio. Alburquerque». *Studia Geológica*, núm. 10, pp. 61-93.
- GUMIEL, P.; MEDINA, E.; SANTOS, J. A. (1978).—«Litoestratigrafía y control estructural de la mineralización antimonífera de la franja calcárea Devónica de Alburquerque». *Boletín Geológico y Minero*, t. 89 (1), páginas 39-52.
- IGME (1971).—«Mapa Geológico de España a escala 1:200.000, Villarreal-Badajoz». *IGME*, pp. 1-21.
- LOTZE, F. (1945).—«Zur gliedernug der Varisziden der Iberischen meseta». *Goeteck Forsch (Berlin)*, núm. 6, pp. 18-92.
- (1960).—«El Precámbrico en España». *Notas y Comunicaciones del IGME*, núm. 60, pp. 227-240.
- (1974).—«El Cámbrico en España». *Memorias del IGME*, núm. 75, pp. 1-256.
- MEDINA, E.; SANTOS, J. A. (1975).—«Estimación de las posibilidades mineras en el SW de la provincia de Cáceres. Ampliación. Zona de Alburquerque». *IGME* (Inédito).
- PARGA, J. R. (1969).—«Sistemas de fracturas tardihercínicas del macizo Hespérico». *Trabajos del Laboratorio geológico del LAGE*, núm. 37, páginas 1-15.
- PENHA, M. H.; ARRIBAS, A. (1974).—«Datación geocronológica de algunos granitos uraníferos españoles». *Boletín Geológico y Minero*, núm. 85, pp. 271-273.
- RAMIREZ RAMIREZ, E. (1953).—«Sobre una mayor extensión de los macizos graníticos de la Extremadura Central». *Estudios Geológicos*, núm. 9, páginas 369-380.

- ROSSO DE LUNA, J.; HERNANDEZ PACHECO, F. (1951).—«Mapa Geológico de España, E.-1:50.000. Hoja 726. Pino de Valencia». *IGME*.
- SANTOS, J. A.; MEDINA, E. (1976).—«Estudio geológico-minero de la formación calcárea de la reserva de Alburquerque. Area I. Subsector XII». *IGME* (inédito).
- VEGAS, R. (1971).—«Precisiones sobre el Cámbrico del centro y sur de España. El problema de la existencia de Cámbrico en el valle de Alcuía y Sierras de Cáceres y Norte de Badajoz». *Estudios Geológicos*, núm. 27, pp. 419-425.
- (1974).—«Repartición de las series anteordovícicas del SW de España». *Boletín Geológico y Minero*, núm. 85, 2.º, pp. 157-170.
- VEGAS, R.; ROIZ, J. M.; MORENO, F. (1977).—«Significado del esquisto-grauváquico en relación con otras series pre-Arenig de España central». *Studia Geológica*, núm. 12, pp. 207-215.

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



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA