

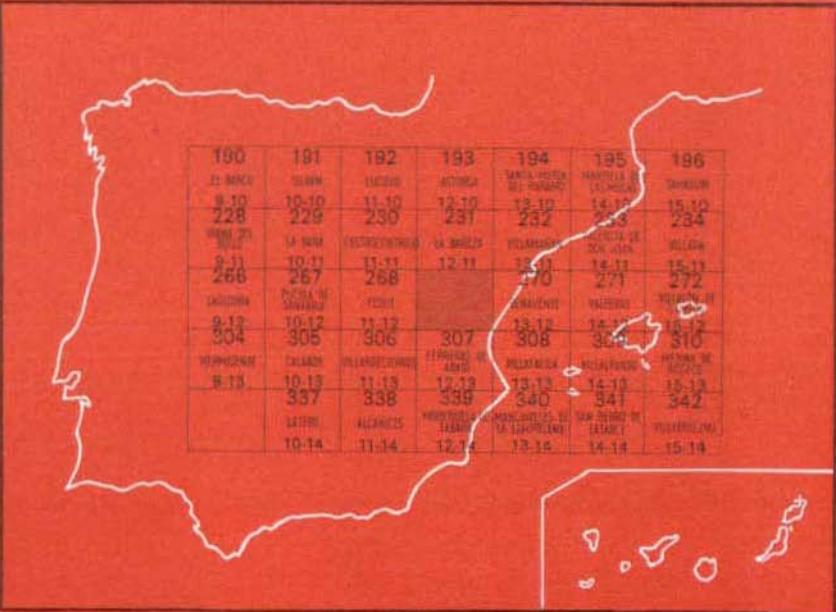


MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

ARRABALDE

Segunda serie - Primera edición



| | | | | | | |
|----------|----------|---------|---------|------------|------------|----------|
| 190 | 191 | 192 | 193 | 194 | 195 | 196 |
| 21. BIKU | 21. BIKU | 190.000 | 190.000 | SANTA POLA | MARQUES DE | 21. BIKU |
| 9-10 | 10-10 | 11-10 | 12-10 | 13-10 | 14-10 | 15-10 |
| 228 | 229 | 230 | 231 | 232 | 233 | 234 |
| 266 | 267 | 268 | 269 | 270 | 271 | 272 |
| 304 | 305 | 306 | 307 | 308 | 309 | 310 |
| 337 | 338 | 339 | 340 | 341 | 342 | |
| 10-14 | 11-14 | 12-14 | 13-14 | 14-14 | 15-14 | |

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50 000

ARRABALDE

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

La presente Hoja y Memoria han corrido a cargo de IBERGESA, con normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido los siguientes técnicos superiores:

En *Cartografía y Memoria del Terciario y Cuaternario*: J. M. Arece Duarte.
En *Cartografía y Memoria del Paleozoico*: C. Estévez González.
En *Petrología*: A. Pérez Rojas.
En *Hidrogeología*: J. M. Mena Inglés.
En *Sedimentología*: P. Cabra Gil.
En *Macropaleontología*: H. Mansilla.
Asesoramiento: Dr. E. Martínez García.

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 - 31.737 - 1981

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

INTRODUCCION

Esta Hoja está situada al norte de la provincia de Zamora, al SE de la sierra de Teleno, y por tanto en el borde de la meseta castellana.

A grandes rasgos se distinguen morfológicamente dos zonas de características muy distintas.

Una situada al NE, formada por sierras alineadas, y otra al SE, más deprimida, de superficies planas tabulares.

Geológicamente contiene materiales metamorfizados y replegados por la orogenia Hercínica, representantes del Macizo Hespérico. La serie estratigráfica abarca desde el Precámbrico-Cámbrico hasta el Ordovícico. Estos han sido posteriormente cratonizados, rellenándose las depresiones por sedimentos del Terciario y Cuaternario pertenecientes al margen occidental de la cuenca del Duero. Estructuralmente la región ha estado sometida a la acción de una tectónica hercínica polifásica, generándose en la alpina reactivaciones de discontinuidades tardihercínicas.

1 ESTRATIGRAFIA

La estratigrafía de esta zona está constituida por dos conjuntos litológicos de características y edades claramente diferentes. En una de ellas los materiales son paleozoicos y en el otro neógenos y cuaternarios.

Los primeros forman parte del macizo Hespérico del NO de España y quedan comprendidos en las zonas III y IV definidas por MATTE (1968). La

mayor parte del Paleozoico de la Hoja, a excepción del ángulo NE, pertenece al dominio externo o anticlinal del «Ollo de Sapo» cuya característica principal es según el citado autor la presencia de un Precámbrico porfiroide y el escaso desarrollo o ausencia del Cámbrico.

Los materiales del extremo NE se han interpretado como Cámbrico y pertenecientes a la zona III.

Los segundos constituyen la facies de borde de los sedimentos que rellenan la cuenca miocena de la meseta.

A continuación se describen las litologías de estos conjuntos.

1.1 DOMINIO DEL «OLLO DE SAPO»

1.1.1 «OLLO DE SAPO» FACIES DE MEGACRISTALES: GNEISES (PC-CA)

Estas rocas están escasamente representadas en la Hoja. Unicamente existen dos afloramientos algo importantes, uno junto a Molezuelas de la Carballeda y otro al norte de Junquera de Tera.

Se trata, en esencia, macroscópicamente de una roca masiva esquistosada, cuya característica principal es la existencia de grandes fenocristales de feldespato que alcanzan un tamaño de hasta 10 cm., y cuarzo, también de tamaño considerable y de color gris-azulado. La matriz es cuarzo micácea más o menos esquistosa.

La composición mineralógica, cuya descripción se realiza más ampliamente, es la siguiente: cuarzo, plagioclasa, biotita y moscovita como minerales esenciales, y feldespato potásico, epidota, circón, apatito, etc., como accesorios.

Por el aspecto, composición y textura se trataría de rocas ígneas, posiblemente volcánicas, como han confirmado los estudios de petrología. Serían, pues, unas tobas volcánicas depositadas en un mar relativamente somero. Este origen había sido anteriormente aceptado por LOTZE (1945) y RIEMER (1963), y MARTINEZ GARCIA (1973).

En cuanto a edad, nada se puede decir por los datos aportados en el estudio de esta Hoja por tratarse de afloramientos aislados, que impiden establecer relaciones con otras series.

Por consideraciones regionales, la edad atribuida varía de Precámbrico a Cámbrico. Para unos autores, LOTZE (1945), MATTE (1968), sería Precámbrico. MATTE afirma que el «Ollo de Sapo» sería el equivalente parcial del Precámbrico esquistoso o el sustrato de éste.

Para otros autores, como PUIG y LARRAZ (1883) y MARTINEZ GARCIA (1973), la edad sería Cámbrica. Para este último, más al N yacen sobre series cuarzo-pelíticas con intercalaciones calcáreas, atribuibles presumiblemente al Cámbrico (serie de Porto).

1.1.2 «OLLO DE SAPO»: FACIES MIXTA (PC-CAe, PC-CAq)

Esta formación aflora a lo largo de una estructura anticlinal al norte de Cunquilla de Vidriales y Granucillo, prolongándose algún afloramiento aislado hasta Carracedo.

La posición estratigráfica de esta formación es infrayacente a unas cuarcitas de edad Ordovícica, pero en ningún punto se ve su base. En la Hoja de Peque, GONZALEZ GONZALEZ et al (1976) se observa que la facies mixta se encuentra sobre la facies porfiroide y bajo las cuarcitas o filitas ordovícicas, pero irregularmente distribuidas, pues en muchos puntos la facies porfiroide se pone directamente en contacto con los materiales ordovícicos.

Esta facies, mixta, está constituida por rocas de aspecto y composición muy diferente.

La facies más frecuente la constituyen unas rocas granudas (PC-CAe) cuyos componentes fundamentales son: cuarzo, plagioclasa y moscovita. Los cuarzos son de tonos azulados y de forma redondeada o elipsoidal, no apreciándose bien el carácter de rodados debido a la deformación. En las plagioclásas es donde mejor se aprecia el carácter de cantos rodados, si bien el transporte debe ser muy escaso.

En algunos puntos parecen observarse algunas estructuras sedimentarias del tipo de estratificación cruzada, aunque debido a la fuerte esquistosidad superpuesta a estos materiales, resulta difícil su confirmación.

La matriz está formada por cuarzo y micas generalmente finas y orientadas.

La variación en los componentes minerales de este tipo de rocas motiva que no tengan una clasificación precisa.

Según los estudios petrológicos, unas muestras son cuarzoesquistos porfiroides y otras metagrauvacas o metaarcosas.

El tamaño de grano normalmente está comprendido entre unos 3 ó 4 mm. de diámetro para los cantos mayores, pero en algunos puntos, como en el afloramiento situado al norte de Cunquilla, los cuarzos alcanzan hasta 3 cm. de diámetro máximo.

Alternando con esta facies se encuentran tramos de filitas de color negro, normalmente con una crenulación muy marcada. Lateralmente pueden pasar a micaesquistos feldespáticos, pudiendo apreciarse muy bien en el campo por el punteado de color blanco.

También es frecuente observar la existencia de pequeños cantos de cuarzo muy deformados según la esquistosidad general y de tono azulado. En otros puntos son de tonos rosados y aspecto arenoso.

Otra litología bastante frecuente dentro de esta facies son unas cuarcitas (PC-CAq) de tonos algo más grises que las ordovícicas. Se presentan como lentejones.

La distribución de los diferentes tipos de rocas es irregular, encontrándose alternadas cualquiera de las rocas anteriormente descritas. Normalmente hacia el techo se encuentran las facies más gruesas.

El paso de esta formación al Ordovícico parece gradual y concordante. Gradual ya que la cuarcita en su base, aunque no siempre tiene aspecto de microconglomerado.

La potencia de esta serie es indeterminable, pues no aflora la base completa.

En cuanto a edad y origen, puede decirse lo mismo que para la facies porfídica, aunque si tenemos en cuenta su paso gradual a las cuarcitas ordovícicas sería más lógico pensar en una edad Cámbrica para esta formación del «Ollo de Sapo», e incluso Ordovícica Inferior.

1.1.3 ESQUISTOS, CUARZOEQUISTOS Y CUARCITAS (O₁, O_{1q})

Sobre la facies mixta del «Ollo de Sapo» yace una serie constituida fundamentalmente por una sucesión de rocas pelíticas y cuarcitas alternantes. Estas últimas se han cartografiado en aquellos puntos en que tienen una potencia tal que la escala del mapa permite representarlas, pues entre las rocas pelíticas existen numerosos niveles cuarcíticos de potencias decimétricas e incluso métricas.

Este conjunto litológico constituye una amplia banda de afloramientos aislados que van desde el NO al SE de la Hoja.

En estos afloramientos se ha podido observar una variación litológica, existiendo un predominio de los materiales más gruesos hacia el SE y hacia la base de la formación.

En el extremo NO la serie está constituida por una alternancia de esquistos y bancos de cuarcitas no muy potentes. En el SE, aunque también existen esquistos normalmente hacia el techo, la serie está formada por cuarzoequistos arenosos y cuarcitas, siendo estas últimas más abundantes y potentes que en la zona NO.

Las cuarcitas (O_{1q}) son de color blanco a gris y se presentan en bancos de varios metros. Son de grano fino y con frecuencia tienen micas muy abundantes, por lo cual su textura es granolepidoblástica.

En algunos puntos, afloramiento al N de Congosta o el ya citado de Cunquilla, en la cuarcita se encuentran niveles con carácter conglomerático con cuarzos de color azul muy deformados y englobados en una matriz cuarcítica que deben corresponder a la base de esta formación.

Dentro de estas cuarcitas son frecuentes las estructuras sedimentarias, especialmente laminaciones paralelas y estratificación cruzada.

Las cuarcitas se presentan como lentejones discontinuos, mucho más abundantes hacia la base. Posiblemente, muchos de estos lentejones no son niveles distintos, sino que son repeticiones tectónicas, pero por las malas

condiciones de afloramiento, normalmente no se han podido seguir las capas y determinar las estructuras plegadas.

La potencia de estos bancos es variable, desde unos pocos metros hasta varias decenas.

Alternando con las cuarcitas se encuentran esquistos y cuarzoesquistos (O_1). En la zona NO son unos esquistos de color negro cuando son pelíticos, pero de tonos gris-rosado cuando aumenta el contenido en cuarzo. Entonces son cuarzoesquistos constituidos por una alternancia de material pelítico y detrítico. Esta misma alternancia se da a nivel mesoscópico. En el SE y hacia el techo de la serie es muy abundante el material pelítico, presentándose los esquistos con colores negros o rojizos, y con una crenulación muy marcada.

En esta formación son frecuentes los diques de cuarzo, unas veces cortantes, y otras subparalelos a la estratificación. Posiblemente en ambos casos existe una estrecha relación de estos diques con fracturas más o menos importantes. La potencia varía desde decímetros hasta uno o dos metros.

En cuanto a edad no se ha encontrado en esta Hoja fauna que permita hacer una datación.

En la Hoja de Peque (GONZALEZ GONZALEZ et al., 1976), encontraron cruzianas dentro de un nivel de cuarcitas en la parte media inferior de esta formación y las dataciones establecieron una edad Skiddaviense. Por ello debemos pensar que toda esta formación debe ser Ordovícico Inferior, puesto que por encima se encuentran las típicas cuarcitas en facies Arenig.

1.1.4 CUARCITAS BLANCAS EN BANCOS CONTINUOS (ARENIG) (O_{12})

Sobre la formación anterior, y sin que en ningún punto se vea el contacto, yacen las cuarcitas del Arenig. Debido a su dureza forman los relieves más altos de la Hoja con una dirección aproximada de N 100°.

Es una ortocuarcita de grano muy fino, a veces con aspecto de un gel silíceo, de color blanco a gris.

La textura es granoblástica y su composición es casi exclusivamente a base de cuarzo, aunque existen algunos minerales accesorios como moscovita, sericitita, circón y turmalina.

Se presentan en bancos masivos de varios metros de potencia alternando con tramos algo pizarrados de aspecto arenoso con abundantes micas.

Frecuentemente es difícil determinar la estratificación, pues está muy afectada por una esquistosidad de fractura. Unicamente en aquellos puntos en que la recristalización es menor y se conservan estructuras sedimentarias como laminación paralela, granoselección o estratificación cruzada, puede establecerse esta con certeza.

En esta formación se observa muy bien la deformación que afecta a toda la zona, pudiendo apreciarse la repetición de las capas, por lo cual la potencia

aparente es muy grande cuando la real debe oscilar entre cuarenta y sesenta metros.

En cuanto a edad, pertenecen al Skiddaviense en la típica facies Arenig. Dentro de la Hoja se han encontrado cruzianas clasificadas como *Furcifera Goldf.*, al norte de Fuente Encalada, que han confirmado la edad atribuida a estas cuarcitas.

1.1.5 FILITAS GRAFITOSAS (O₂₋₃)

Sobre las cuarcitas anteriores yacen concordantemente unas filitas que afloran únicamente en los bordes de algunas terrazas en las proximidades de Villaferreña y Arrabalde. En un afloramiento situado al sur de la primera localidad citada, es el lugar donde se ve el contacto entre ambas formaciones. Hacia el techo, las cuarcitas se transforman en unas areniscas que alternan con abundante material pelítico. A medida que se asciende en la serie aumenta el carácter pelítico de la serie hasta desaparecer totalmente las areniscas.

Las muestras próximas al contacto se clasifican como filitas de cuarzo y micas de textura lepidoblástica bandeadas, cuyos componentes principales son: cuarzo, moscovita, biotita. Muestras estratigráficamente más altas son filitas grafitosas.

La potencia de este tramo es indeterminable debido a la escasa representación y discontinuidad de los afloramientos.

En cuanto a edad, se atribuyen al Ordovícico Medio o Superior por su posición estratigráfica.

1.2 DOMINIO DEL DOMO DE LUGO O DEL NORTE DE LA SIERRA DEL CAUREL

En el extremo NE de la Hoja existen una serie de afloramientos constituidos por cuarcitas, dolomías y pizarras de difícil interpretación debido a su poca continuidad. Se han interpretado como materiales cámbricos y como consecuencia ya no deben pertenecer al dominio del «Ollo de Sapo», pues dicho dominio se caracteriza por la casi total ausencia de este tipo de sedimentación en el Cámbrico. Por ello se han incluido dentro del dominio del Domo de Lugo. Parece lógica esta interpretación si observamos un mapa a escala regional, pues podría situarse inmediatamente al sur de estos afloramientos, la zona límite de los dominios III y IV de MATTE (1968).

Se han atribuido estos sedimentos al Cámbrico por similitudes litológicas con la Hoja de Mondoñedo, aunque no se ha encontrado fauna que permita confirmar tal atribución. También cabría la posibilidad de correlacionarlas con las series Ordovícicas que establece NOLLAU (1966) al SE de Ponferrada.

Por ello no se debe descartar la posibilidad de que al efectuar la Hoja de La Bañeza y establecerse una mejor correlación hacia el norte pudiera modificarse esta interpretación.

1.2.1 CUARCITAS DE PEÑAS DEL CERRO (CA₁)

Este tramo es estratigráficamente el más bajo de la zona NE. No se ven los contactos superior e inferior, ya que se trata de afloramientos aislados.

La litología de este tramo está constituido por alternancia de cuarcitas tableadas y cuarzoesquistos tanto a nivel mesoscópico como microscópico.

Las cuarcitas son de grano fino y color blanco amarillento en extractos centimétricos a decimétricos.

Los cuarzoesquistos son de color gris acerado y muy duros.

Normalmente los buzamientos de la serie en toda esta zona son hacia el NE, para poder conservar la vergencia NE debe interpretarse la estructura de esta zona como un gran pliegue tumbado replegado similar al de Mondoñedo, y dando lugar a falsos sinclinales como aquel en que aflora la cuarcita de Peñas de Cerro y falsos anticlinales como el que da lugar al afloramiento de las dolomías de Becares.

Este tramo, por similitudes litológicas y por su posición estratigráfica, se ha correlacionado con las cuarcitas de Cándana inferior.

1.2.2 DOLOMIAS Y PIZARRAS (CA₁P)

Se sitúan por encima del tramo anterior y constituyen una serie de afloramientos aislados longitudinalmente y repetidos tectónicamente. La dirección de los afloramientos es muy constante y la potencia variable dependiendo del nivel a que la erosión corte las distintas estructuras.

Litológicamente están formados por una alternancia de dolomías y pizarras con predominio de unas u otras según el afloramiento de que se trate. También existen algunos niveles de areniscas, aunque de muy poca potencia y continuidad.

Las dolomías son de color gris o crema e incluso blanco.

Están muy tableadas y finamente laminadas, aunque en algunos puntos se encuentran en bancos algo masivos de hasta 1 m. de grosor. Son de grano muy fino, y tienen una textura orientada. Su componente esencial es la dolomita y como accesorios tienen cuarzo, calcita, siderita, etc.

Alternando con las dolomías se encuentran unas pizarras de color gris azulado, muy duras, con pizarrosidad muy marcada y regular, que los estudios microscópicos clasifican como filitas calcáreas.

En otros afloramientos en los que predomina el material pelítico sobre el carbonato, las pizarras son también de color verde, pero más arcillosas y con menor resistencia a la erosión.

Las areniscas son de grano fino y color crema con una laminación muy marcada. Además del cuarzo entran en su composición feldespato y carbonatos.

No se han separado estas litologías en cartografía por no permitirlo en muchos casos la escala del mapa y por la irregular distribución de las mismas.

Este tramo se ha correlacionado con las pizarras y calizas de Cándana medio.

1.2.3 CUARCITAS SUPERIORES (CA₁q)

Este tramo se sitúa a techo del anterior y forma tres bandas discontinuas y de poca longitud repetidas por tectónica. El contacto con las pizarras y calizas infrayacentes es concordante.

Son unas areniscas bastante recristalizadas de grano medio y color amarillo-rosado debido a la abundancia de minerales ferruginosos. Se presentan en estratos tableados de varios decímetros y alternando con algunos tramos pizarrosos de color gris.

También debe señalarse la presencia de uno o dos niveles de 10 cm. de potencia de unas areniscas muy ferruginosas de color marrón oscuro, muy porosas. Según los análisis efectuados es una mineralización secundaria de las areniscas por hidróxidos de hierro.

Este tramo sería correlacionable con las areniscas de Cándana superior.

1.2.4 CAPAS DE TRANSITO: PIZARRAS (CA₁₋₂P)

Forman un pequeño afloramiento únicamente visible en un camino al O del cortijo de Bécares.

Son unas pizarras arenosas de color verde, con una laminación muy fina marcada por niveles pelíticos y samíticos.

1.2.5 DOLOMIAS DE BECARES (CA₁d)

Es un nivel carbonatado que se encuentra sobre el tramo anterior y que aflora en el cortijo de dicho nombre.

Lo constituyen unas dolomías normalmente en bancos de potencia métrica y aspecto masivo, aunque también pueden estar tableadas.

Son de color gris-azulado, grano fino y con muchos filoncillos de recristalización. En superficie presentan el típico aspecto de alteración de las dolomías.

Es probable que estas capas carbonatadas, por su posición estratigráfica, correspondan a las calizas de Vegadeo.

1.3 TERCARIO

1.3.1 FACIES TIERRA DE CAMPOS MARGINAL ($T_{C11-2}^{B.C.B}$)

En el contexto de la Hoja el Terciario se presenta discordante sobre los materiales paleozoicos y sus facies son de una gran uniformidad y podemos asimilarla a facies de Tierra de Campos marginal.

No se han encontrado fósiles en esta Hoja y su datación cronológica se ha realizado a través de la correlación con los sedimentos terciarios de la Hoja de Benavente, que poseen yacimientos fosilíferos, BERGOUNIOUX et al (1958), ALBERDI et al (1970).

Se compone de una serie de arcillas, arenas y gravas de colores rojizos, ocres, azulados y la combinación de estos. En el exterior es muy frecuente el color rojizo, pero se debe generalmente a una impregnación de materiales alterados que deben poseer gran cantidad de óxidos o hidróxidos de hierro.

La potencia no se puede estimar con precisión, debido a que estos materiales fosilizan un relieve antiguo, el cual tiene una superficie de alteración con unos materiales muy similares a los terciarios y una potencia muy variable, y asimismo la serie no presenta su techo. Sin embargo, debido a los cortes realizados en las cárcavas, se puede estimar la potencia del Terciario de unos 100 a 120 m. como máximo dentro de la Hoja.

Un corte muy significativo, que se repite en muchas ocasiones, esquemáticamente sería una serie de arcillas algo arenosas con dos, tres o cuatro intercalaciones de areniscas y/o conglomerados que tienen una potencia que varía de 4 ó 5 m.

Las arcillas normalmente suelen tener diseminación de granos de arenas o limos y cantes de grava fina, y no es muy frecuente encontrarlas puras.

Generalmente presenta colores abigarrados, ocres y ligeramente azulados.

Las intercalaciones detríticas son muy abundantes en toda la Hoja.

Los conglomerados se componen generalmente de cantes de cuarcita en su mayoría, cuarzo y son muy escasos los de feldespato y pizarra, y de una forma ocasional estos son abundantes. La matriz es arenó-arcillosa, y pueden observarse pajuelas de mica blanca y menos abundantes de oscura. Su color tiende al rojizo, llegando a ser pardo-amarillento. El contacto de las intercalaciones en su base es nítido y corta la serie arcillo-arenosa, y a techo por lo general los cantes se han diseminado hasta desaparecer prácticamente.

Es frecuente encontrar con estas intercalaciones estratificaciones cruzadas y grabadas.

El tamaño de los cantes es de grava fina y areniscas, aunque no suelen tener una buena selección, hallándose cantes de distintos tamaños asociados (que en general son muy heterométricos).

Dentro del área estudiada se puede significar, aunque a «groso modo», que siguiendo la dirección ONO-ESE el tamaño de los cantes de estas intercalaciones van disminuyendo y son menos frecuentes de forma que la serie es más pelítica, y su coloración tiende, en general, de colores rojizos a ocres amarillentos.

De los análisis realizados en las muestras de arcilla por difracción de rayos X, tomadas en los distintos cortes repartidos en la Hoja, y contrastados con otros ejecutados en Hojas adyacentes, se pueden sugerir los siguientes puntos:

1. Los componentes principales son ilita y la montmorillonita, y por lo regular es más abundante la primera. La proporción de estos supone alrededor de unos 65 por 100 del total y sus porcentajes están compensados.

El caolín está presente en casi todas las muestras y supone de un 5 a 20 por 100, manteniéndose muy regular en todas las columnas y en pocas ocasiones supera un 30 por 100.

La goethita se encuentra igualmente presente y su proporción no pasa del 3 por 100.

De forma esporádica aparece clorita y gibsita. La clorita llega alcanzar hasta un 6 por 100, cuando es más abundante y especialmente en los tramos inferiores y la gibsita no sobrepasa el 1,5 por 100.

2. En los sedimentos terciarios estudiados estas proporciones mencionadas anteriormente se mantienen con una gran regularidad y las variaciones de los componentes no son considerables.

3. Para los tramos más altos del terciario se aprecia una disminución de la montmorillonita que llega a desaparecer y un aumento del caolín y manteniéndose en todo momento los altos porcentajes de ilita.

1.3.2 CONGLOMERADOS CON CANTOS REDONDEADOS Y ANGULOSOS

CON MATRIZ ARCILLO-ARENOSA ($T_{c11-2}^{Bc.B}$ cg)

Estos materiales se sitúan en la margen de la cuenca y generalmente se presentan en contacto con los depósitos coluvionales actuales.

La relación de esta facies, que es la más marginal de los depósitos terciarios de la cuenca del Duero, en el resto de las series terciarias, se realiza por cambio lateral de facies.

Son conglomerados con cantes de cuarcita, cuarzo y pizarras en escasa proporción, con matriz arcilloso-arenosa y presencia de cantes rubefactados.

Los cantes son muy heterométricos y varían desde gravas gruesas y bloques hasta granos finos.

La coloración de estos materiales, generalmente rojiza y pardo-amarillenta.

La mayoría de los cantes son angulosos y presentan únicamente los bordes matados. También se presentan cantes redondeados en escasa proporción.

La proporción arcilla-arena en estos depósitos es muy variable y pasa de arcillosa con escasas arenas a ser arenosa-arcillosa, y está en función de los aportes del área cercana y del aporte de materiales que proceden de la alteración del substrato.

En general forma superficies de poca pendiente, que pueden alcanzar variables extensiones fundamentalmente hacia el O de la Hoja, en proximidad con los bordes montañosos y tapizan los materiales infrayacentes, generalmente metamórficos.

DATAACIONES

Debido a la inexistencia de datos paleontológicos que clasifiquen estos materiales y ante la imposibilidad de datación por este medio y dada la falta de microfauna o macrofauna clasificable, nos vemos obligados a recurrir a correlaciones con autores que realizaron estudios similares en otros sectores de la cuenca del Duero.

F. BERGOUNIOUX y F. COUZEL (1958) estudian varios yacimientos de mastodontes en la cuenca del Duero, los más cercanos son los de Santa María del Páramo, el de Castroverde de Campos y el de Benavente. En el primero de ellos encontraron *Trilophodon angustidens* CUVIER y *Trilophodon olisiponensis* ZBYSZEWSKY, y en el tercero *Zygolophodon pyrenaicus*. El primer yacimiento lo atribuye a un Vindoboniense Superior y el segundo a un Vindoboniense Medio probable.

En el último yacimiento (Benavente, M. T. ALBERDI y E. AGUIRRE, 1970) encuentran *Tetralophodon longirostris* CUVIER. Además de mastodonte contiene un Jiráfido (*Decennatherium pachecoi*, CRUSA FONT) y restos de Rhinocerotidae (indeterminable). Estos autores atribuyen una posible correspondencia con capas altas del Mioceno (Vallesiense).

De acuerdo con estos datos podemos decir que como máximo la base de estas facies pueden pertenecer al Vindoboniense Superior, mientras que la distancia entre los yacimientos descritos y el área en estudio no nos permiten una determinación del techo de la serie, por lo que la englobamos en el resto del Neógeno.

1.4 PLIOCUATERNARIO (T_2^B -Q)

Este nivel ocupa gran extensión, contenida casi en su totalidad en el cuadrante IV de la Hoja.

Son conglomerados muy heterométricos de color rojizo y que en superficie presentan un color de alteración pardo. Su potencia es de 4 m., aunque se supone que puede variar lentamente.

Presenta cantos rodados de 35 a 40 cm. de longitud máxima. Estos cantos, de grandes dimensiones generalmente, todos ellos son de cuarcita. Esta heterometría tan acusada se localiza en los lugares más próximos a las sierras.

La matriz es arenó-arcillosa, generalmente. Hay gran cantidad de cantos rubefactados.

A medida que se avanza hacia el interior de la cuenca paulatinamente se uniformiza el tamaño de los cantos, gravas medias y gruesas. Son más abundantes los cantos de cuarzo monomineral y se mantienen los rubefactados que no suelen pasar de 4 cm. de longitud máxima. A nivel de campo también se puede percibir que estos depósitos están mal elaborados.

En los escasos puntos donde existe un corte de esta facies se puede observar que hay estratificación cruzada y gradada en las zonas donde existe un predominio de las areniscas-arcillosas.

Su cota de altura podemos atribuirla la 900, aunque varía de cota a lo largo de su gran extensión.

Debido a las características morfológicas, edafológicas y a su cota relativa que presenta este nivel, se ha decidido asumirla a la formación denominada «raña», según indicaciones realizadas por la asesoría del IGME.

1.5 CUATERNARIO

INTRODUCCION

Dentro de la disposición general subtabular de la zona perteneciente a la cuenca del Duero, así como en otras partes de la penillanura, ocupada por cualquier variedad de rocas, destacan preferentemente terrazas y extensas llanuras aluviales cuaternarias.

De las terrazas distinguidas en la presente cartografía, podría sugerirse como probable la existencia de dos grupos de diferentes características litológicas y morfológicas.

Por una parte y especialmente en las márgenes montañosas que bajan hacia el río Eria y Almucera, se disponen grandes masas o mantos detriticos polimicticos y poligénicos que ocupan una superficie levemente inclinada hacia el NE.

Las correspondientes al primer grupo, desde la Q_1T_5 a Q_1T_3 , dado su carácter litológico (espectro, morfoscopías y asociaciones mineralógicas) así como su morfología, se originarían probablemente en el pleistoceno temprano, ya que su disposición subtabular está claramente desmantelada

por la red actual, y un segundo grupo lo constituyan los restantes, que pertenecían a una red más estabilizada, aunque en algunos sectores la red actual está procediendo a su desmantelamiento.

La descripción de las diferentes terrazas se realiza cronológicamente, de la más antigua (de altura topográfica más alta respecto al nivel O.m. considerado en el cauce actual del río Duero) a las más modernas (próximas a las llanuras aluviales de los ríos).

1.5.1 PLEISTOCENO

Estos materiales son de gran importancia regional, tanto por su extensión como por el significado genético dentro de la cuenca del Duero.

En la presente Hoja toman un desarrollo importante los depósitos de los ríos, en los que encontramos las últimas manifestaciones de cabecera de cuenca. Están también otros pequeños subsistemas, que todos ellos son de cabecera.

La numeración de los niveles de terrazas se ha efectuado teniendo en cuenta las Hojas colindantes, Benavente, Villafáfila, Moreruela de Tábara, Manganeses de Lampreana, Peque, todas ellas in. litt. En donde para las Hojas situadas más al E, concurren los ríos más importantes y es donde se puede establecer una correlación de los cursos secundarios.

Hay que resaltar que la aparente anarquía en la numeración de los subíndices de las terrazas están motivadas por el reajuste en la unificación de la totalidad de las terrazas de las Hojas que abarcan esta zona. También hay que señalar las dificultades derivadas del encaje en los diversos niveles de aterrazamiento, pues su semejanza litológica y la inconstancia de determinados desniveles tanto absolutos como relativos plantean muchos problemas, y aunque la asimilación entre niveles se ha hecho con la mayor precisión posible, dentro de los medios disponibles, estimamos que es susceptible de modificación.

Terraza Q₁T₃

Este nivel también tiene un marcado desarrollo, aunque se halla localizado en los cuadrantes I y IV solamente. Sus características son análogas a la superior, pero las intercalaciones de cantos tamaño bloque son menos frecuentes. Es de color rojizo y pardo-amarillento en superficie. El salto de la terraza superior a ésta es pequeño, de 5 a 6 m. En esta permanecen los cantos rubefactados, aunque generalmente son de menor tamaño que los anteriores.

Terraza O₁T₄

Este nivel se compone de conglomerados con matriz aren-arcillosa y características análogas a las superiores.

Los niveles de esta terraza, que aparecen al SO de la Hoja, están parcialmente desmantelados y en ocasiones se encuentran degradados y las características litológicas son similares a las del río Eria.

Terraza O₁T₅

Este nivel de terraza es de un gran desarrollo dentro de la presente Hoja. Su cota oscila desde 810 hasta 770, aproximadamente.

A pesar de su gran extensión hay que considerar de una forma general que tiene una gran homogeneidad en sus facies.

Generalmente se presenta de color rojizo con abundancia de cientos de cuarcita, en mucho menor grado de cuarzo y significativamente pocos o ausentes de pizarras, todos ellos son redondeados y marcado origen fluvial.

Son conglomerados de color rojizo muy típico en toda ella. Sus cientos se presentan bien redondeados, variando del tamaño desde limos hasta gravas gruesas (6,4 y 25,6 cm.) normalmente. Su matriz es arcillo-arenosa, y se observan puntualmente láminas de moscovita y biotita, asimismo se encuentran cientos rubefactados que presentan un tamaño máximo de 5 cm.

El tamaño más común es el de grava gruesa y varía de 9 a 20 cm., siempre bien redondeados.

En diversos puntos de esta terraza se encuentran estratificación cruzada, gradada, y un gran número de cientos aplazados cuya orientación estadísticamente marca la dirección general SE y S-SE, que es la dirección actual del cauce más profundo, ESPEJO et al (1973).

Esta terraza tiene dentro de la Hoja un desarrollo importante y puede significar un momento de colmatación general significativo.

Por todo lo anteriormente expuesto, el origen es fluvial, con un gradiente de energía de transporte enérgico, el cual se distribuye irregularmente dentro de la terraza.

En las zonas de esta terraza situadas más al NO, los cientos aumentan de tamaño en general y se presentan franjas localizadas que presentan cientos sin apenas matriz que llegan a alcanzar 30 y 40 cm. de longitud máxima, que implica momentos en que la energía del medio varió considerablemente, dejando depósitos de conglomerados en que los cientos varían de tamaño considerablemente y del mismo modo la proporción de la matriz.

Terraza O₁T₆

Un pequeño salto diferencia la presente terraza de la anterior. Su composición, coloración y porcentaje de materiales resulta similar a la supe-

rior. Es de muy escaso desarrollo, y se presenta en el borde SE y en pequeños afloramientos repartidos en toda la Hoja. En general siempre se observa que los cantes son heredados de las terrazas superiores, sin haber sufrido un gran traslado, aunque morfológicamente son terrazas de escasa potencia y desarrollo.

A parte de los niveles cartografiados no se descarta la posibilidad de que este nivel existiera en otros muchos puntos y que fueron erosionados posteriormente, dado el salto que se suele presentar entre el nivel inferior y el superior.

La potencia de este nivel es considerablemente inferior al superior, pudiéndose observar únicamente 1 m. de potencia como máximo.

Terraza Q₁T₇

Presenta unas características muy parecidas a la terraza Q₁T₅ y la litología, en general, es muy parecida a ésta.

Sus características litológicas varían cuando nos aproximamos al borde de cuenca en las zonas próximas a la sierra paleozoica, y en las zonas que se puede suponer que el aporte de los materiales viene proporcionado por la proximidad.

En general, la potencia de la terraza es muy escasa y no suele pasar de dos metros de potencia, siendo en ocasiones muy poco potente, llegando a ser de escasos centímetros.

En los alrededores de Vidriales las características de esta terraza son intermedias entre los depósitos procedentes de la sierra y los típicos de un depósito fluvial, de forma que se encuentran asociados cantes subangulosos y redondeados que indican una acción fluvial moderada con aportes de la sierra que se sitúa próximamente.

Las terrazas asociadas a este nivel situado en la margen izquierda, arroyo de Almarcera, presentan características litológicas muy distintas de las anteriores. En general, poseen un suave recubrimiento procedente de los coluviones circundantes que proporcionan cantes poco evolucionados que se mezclan con los de los depósitos fluviales, de forma que enmascaran estos niveles.

Terraza Q₁T₈

En las arenas del Arroyo del Rego y Almarcera y en su margen derecha este nivel se presenta con las mismas características que las superiores. Su potencia es variable y puede alcanzar un máximo de 3 m., que se va atenuando y en ocasiones aparecen sedimentos del terciario que empastan una leve capa de cantes.

El tamaño promedio de los cantes es mucho menor y abundan cantes de cuarzo lechoso, que provienen del paleozoico que está próximo y forma parte de un recubrimiento como una leve capa que procede del cauce de los coluviones y ofrecen en superficie unos suelos en los que se aprecian influencias de ambos.

Este tipo de terrazas situadas en la margen izquierda del río cambian de características cuando sobrepasan el estrangulamiento del río a la altura del pueblo de Peña de Abajo, donde la influencia de las terrazas más superiores aportan depósitos con las mismas características que los de la margen derecha, teniendo en cuenta que el tamaño medio observado en campo de los cantes de cuarcita es mayor por regla general.

Este nivel en el área del pueblo de Tardemezar se halla muy erosionado y desmantelado dando superficies irregulares que proporcionan una morfología atípica de escalones de terrazas, dejando residuos de estos niveles que se confunden con depósitos terciarios que empastan escasos cantes heredados de la terraza, que en ocasiones resulta prácticamente imposible discernir, sino es morfológicamente, si las facies pertenecen a un nivel de terraza o bien a un Terciario que empasta cantes heredados de los niveles circundantes.

Terraza Q₁T₉

Análogamente al caso anterior, ocurre con este nivel en su distribución geográfica y características locales.

En general el tamaño más abundante de los cantes es ligeramente menor que en las anteriores y la pasta intersticial es más arcillosa.

En particular este nivel en la zona de la ribera izquierda del río Almarcera se presenta con características muy similares a los depósitos aluviales recientes (Holoceno), lo que implica que la separación de este nivel y el actual es tan sutil que en ocasiones se pueden confundir.

Terraza Q₁T_i

Diseminadas en la presente Hoja hay unas terrazas que debido a su situación espacial no es posible correlacionarlas con el resto de los niveles de aterrazamiento general. Como ocurre con los situados en el valle de Cubo de Benavente y los del arroyo de la Huerga.

La litología de estos minerales es similar a la de los demás ríos.

1.6 HOLOCENO. COLUVIONES (QC)

Dentro de la Hoja y en especial sobre los materiales prehercínicos existe una serie de recubrimientos que su principal agente de formación es la removilización «in situ», omitida cartográficamente en su mayor parte.

Tanto en los materiales prehercínicos como en los terciarios existe gran cantidad de este tipo de recubrimiento.

Para el Terciario, en la mayoría de los casos, aunque su potencia fuera considerable se ha suprimido su cartografía para dar al mapa una mayor expresión.

En las laderas de los relieves paleozoicos los depósitos de conglomerados son muy heterogéneos, formándose canchales, canturrales, etc. Los cantos son predominantes de cuarcita, con matriz arcillo-arenosa, y la proporción de cantos, arcillas y arenas están en función de las formaciones que se sitúan próximamente.

RELLENO DE VALLE (QCa)

En valles donde las alineaciones de cuarcita están próximas, existen unos depósitos arcillo-arenosos, y en ocasiones muy arcillosos, con cantos de cuarcita y cuarzo de tamaño muy variable, generalmente angulosos o únicamente con los bordes matados y rara vez algún canto redondeado. Estos depósitos enlazan insensiblemente con los coluviones, siendo en ocasiones difícilmente separables si no es recurriendo a criterios geomorfológicos.

Cuando la distancia entre estas alineaciones es muy próxima, los coluviones se entrelazan y no hay opción a separar estas superficies.

ALUVIAL (CAUCE ACTUAL) (Q₂Al₃), ALUVIAL (LLANURA DE INUNDACION) (Q₂Al₂)

Dentro de la Hoja en los valles de gran desarrollo en los que el encantante de la red actual está suficientemente marcado se ha diferenciado el cauce actual. Se compone de conglomerados, limos, arenas y arcillas, generalmente de color gris. Los conglomerados, fundamentalmente, son de cantos de cuarzo; menos abundantes se encuentran de «Olio de Sapo», migmatitas, cuarcitas. El tamaño de los cantos es muy variable aún en áreas muy reducidas, siendo los más corrientes el de grava y granos gruesos abundando todos los tamaños inferiores.

Dentro de este existen intercalaciones donde los cantos rodados son de tamaño bloque, que implica una gran energía del medio. Estas intercalaciones son tanto más frecuentes cuanto más al NE.

Análogas características presenta la llanura de inundación.

Dentro de la red actual se presentan pequeños arroyos que apenas si han movilizado los materiales circundantes, siendo en lecho y cauce de análogas características.

CUATERNARIO INDIFERENCIADO (Q₂i)

Dentro de la Hoja hay pequeños afloramientos denominados Q₁i, debido a que su génesis no se puede clarificar de una forma fehaciente.

Se presentan en superficies que tienen una leve inclinación, situadas en las faldas de las sierras paleozoicas. Son depósitos de escasa potencia. Sus cantos son de cuarzo lechoso, cuarcitas, pizarras, todos ellos muy poco evolucionados, con una matriz arcillosa-arenosa.

Su coloración es parduzca, y en ocasiones da tonos ocres-amarillentos.

2 TECTONICA

Esta Hoja forma parte del macizo Hespérico y como consecuencia se halla afectado por una tectónica polifásica de edad hercínica. Tampoco debe descartarse la posibilidad de la existencia de alguna fase prehercínica pero, debido a la intensidad de las fases hercínicas, resulta muy difícil asegurar su existencia.

Se atribuyen las fases visibles a la orogenia Hercínica por correlación con zonas más externas del geosinclinal paleozoico, pues no existe una sedimentación postsilúrica que permita datarlas.

Dentro de la Hoja existen dos conjuntos litológicos que pertenecen a dos dominios diferentes. La separación entre ellos se ha establecido por criterios estratigráficos y tectónicos. Por un lado la sedimentación Cámbrico, es diferente y muy reducida en el dominio del «Olio de Sapo». Por otro, en la zona NE de la Hoja, definida como perteneciente al dominio del «Domo de Lugo», los buzamientos de la esquistosidad son hacia el Norte, por lo cual, si se interpretase como una serie normal, la vergencia de los pliegues sería hacia el SO, cosa que sería contradictoria con las vergencias regionales. Por ello se debe interpretar dicha zona como perteneciente a un gran pliegue tumbado, similar a los existentes en el mencionado dominio.

El límite tectónico entre ambos conjuntos se situaría a lo largo del valle del río Eria, como se representa en el corte, aunque de una manera simplificada, pues primeramente debe existir un cabalgamiento del dominio IV sobre el III, definidos por MATTE, y posteriormente una falla mediante la cual se hunde el bloque SO.

La existencia de este cabalgamiento resulta evidente si se observan los mapas regionales de MATTE (1968), PARGA PONDAL (1967), y la cartografía escala 1:200.000 de la Hoja de Ponferrada.

A continuación describiremos las distintas deformaciones observadas en la Hoja. Hemos de aclarar que la falta de representatividad regional de

alguna de éstas, concretamente la señalada por E. MARTINEZ en áreas próximas (Puebla de Sanabria), así como la inclusión de alguna de las deformaciones por los diversos autores bien como interfase, bien como rango de fase, podría inducir a una anarquía en la numeración de éstas con respecto a otras Hojas, en las cuales algunas de las deformaciones no están presentes, o no han sido detectadas. Por estas razones emplearemos los subíndices generalmente empleados F_1 , F_{II} , etc, para aquellas deformaciones penetrativas a nivel de Hoja y presentes en la región para guardar una cierta coherencia con el resto de las Hojas limítrofes. De acuerdo con estas consideraciones tenemos las deformaciones siguientes:

FASE I'

No se han visto megaestructuras correspondientes a esta fase; únicamente a nivel mesoestructural en el borde NO de la Hoja se vio una charnela que parece estar afectada por la esquistosidad principal S_1 oblicua al plano axial del pliegue.

En la zona de Puebla de Sanabria, MARTINEZ GARCIA (1973) describe diversos datos mesoestructurales y microscópicos, como son los restos de una esquistosidad anterior a la principal y de algunos minerales metamórficos relictos, que hacen pensar en la existencia de alguna fase prehercínica.

FASE I

Es la fase más importante, y la más visible, de la Hoja, tanto a nivel de afloramiento como en representación cartográfica. Da lugar a una esquistosidad de flujo S_1 , que es la más importante y la que normalmente se ve en el campo. Esta S_1 orienta de forma neta los minerales micáceos y es la esquistosidad más penetrativa de la región.

Los pliegues a que da lugar son isoclinales, con vergencia hacia el NE y muy apretados.

Estos pliegues son visibles en la cartografía al norte de Cunquilla de Vidriales, donde ocupa el núcleo del pliegue el «Ollo de Sapo» de facies mixta.

Otros pliegues de esta misma fase y de menor tamaño se pueden observar en la zona NO de la Hoja de las cuarcitas.

En cuanto a megaestructuras, aunque como ya se ha dicho no se ha visto ninguna, se ha deducido una en el dominio del «Domo de Lugo», con lo cual se puede explicar el buzamiento hacia el NE y vergencia SO de la serie. Esta estructura sería un gran pliegue tumbado de vergencia noroeste similar a los existentes hacia el Norte, como el de Mondoñedo. Debido a la falta de datos para su interpretación, pero dado que está afectado por la esquistosidad principal, incluimos este pliegue tumbado en la fase «O».

FASE II^I

La fase II^I daría lugar al cabalgamiento de la zona II sobre el «Domo de Lugo» o del norte de la Sierra del Caurel. MARTINEZ (1973) coloca estos cabalgamientos al final de la fase I, y MARCOS, en la zona oriental de Asturias, los atribuye a la fase II de esta zona, en donde no aparecería la fase I, por lo que correspondería a nuestra fase II^I. A esta fase pueden asimismo corresponder los pliegues concéntricos observados cerca de Villaferreña con vergencia NE e inmersión axial al SE.

FASE II

Es una fase de intensidad bastante importante que desarrolla una esquistosidad S_{II} de crenulación, oblicua a la anterior y muy visible en el campo.

Esta esquistosidad está asociada a unos pliegues de pequeña dimensión de plano axial subvertical o ligeramente vergentes, unas veces hacia el Norte, otras hacia el Sur, siendo más frecuentemente los de vergencia Sur. La zona donde mejor se pueden ver estos pliegues es en las pizarras del Ordovícico Medio-Superior al sur de Villaferreña.

Estos pliegues podrían ser pliegues menores de una gran estructura, que produciría un arqueamiento del anticlinal de Sanabria. Según esto, la Hoja estaría situada en el flanco Norte de esta gran estructura, lo cual explicaría la vergencia Sur.

FRACTURAS

En esta Hoja hay dos tipos de fracturas muy diferentes. Por un lado hay un sistema de fallas longitudinales a las estructuras, asociadas a las cuales se desarrollan filones de cuarzo de potencias variables. Algunas de estas fracturas, como la situada en el esquema tectónico inmediatamente al Sur del paleozoico, ha sido deducida por la potencia que tiene el Terciario, junto al mismo Paleozoico y por interrupción tan rectilínea de todos los afloramientos de esta edad.

El otro sistema de fallas tiene una orientación NNO-SSE NNE-SSO con un ángulo de unos 30°. Son fallas normalmente pequeñas y muy visibles en las cuarcitas. Pertenecientes a este mismo sistema debe ser las fallas que compartimentan la sierra que forman las cuarcitas ordovícicas.

DEFORMACIONES POSTHERCINICAS

A continuación de la orogenia Hercínica se puede admitir que durante el Mesozoico y parte del Terciario han existido fases de plegamiento y fracturación que se situarían en la orogenia Alpina. Las más probables son la sávica y estairica, que, dentro de la presente Hoja, no se pueden determinar, MABESOONE (1961).

Como resultado de estos movimientos proporciona un relieve a los materiales hercínicos con sierras y depresiones que van ligadas a una etapa erosiva, con un basculamiento general hacia el S-SE.

Posteriormente, para el Mioceno comienza el ciclo sedimentario que fosiliza los relieves y se culmina a nivel regional con la caliza del Páramo.

A nivel regional también se supone que la fase rodánica ha tenido alguna actividad, aunque no se observa a nivel de la Hoja que haya tenido ninguna actuación, IGME (1970) Hoja 19. Escala 1:200.000.

Solamente hay pequeñas deformaciones muy locales, que suelen ser debidas a empujes de las arcillas o bien a efectos de ladera.

Comienza un ciclo de erosión que proporcionaría en sus primeros momentos estas superficies con depósitos de tipo raña, pasando posteriormente a depósitos fluviales (terrazas).

Este ciclo viene condicionado a movimientos epirogénicos, que sus comienzos se situarían en el Plioceno y se continuarían durante el Cuaternario.

Durante todo este tiempo, la cuenca experimenta diversos movimientos isostáticos dando lugar a basculamientos y fracturaciones que es muy probable que afecten al zócalo rígido, dando el Terciario una tectónica de revestimiento y posiblemente las direcciones de fracturación son como consecuencia de un rejuego de las preexistentes en el zócalo.

La red actual y subactual debió imponerse merced a una tectónica de basculamiento generalizada una vez cratonizada la región de Sanabria. Las grandes alineaciones de los cursos fluviales están lógicamente sugeridas bien por las características del plegamiento de las series paleozoicas o bien por importantes discontinuidades según direcciones NE-SO a E-O y NO-SE. Ambas direcciones podrían considerarse como reactivaciones de las antiguas fracturas tardihercínicas.

3 HISTORIA GEOLOGICA

La historia geológica de la Hoja está ligada a la del NO de la península, aunque lógicamente debido a que la columna estratigráfica no está completa, la historia debe ser más reducida. Comienza con un período de sedimentación que va desde el Precámbrico o Cámbrico, según la edad que se atribuya al «Oollo de Sapo» y llega hasta el Ordovícico.

El problema más importante que se plantea al intentar establecer la historia geológica de la Hoja viene dado por la indeterminación de edad del «Oollo de Sapo». Si consideramos a dicha formación como precámbrica, en este dominio faltaría la sedimentación durante el Cámbrico, ya que el Ordovícico se apoya directamente sobre ella. Si por el contrario lo consideramos

Cámbrico existiría una sedimentación continua. En este último supuesto sería muy clara la diferencia, entre la sedimentación cámbrica entre el dominio del «Ollo de Sapo» y el dominio del «Domo de Lugo».

La facies «Ollo de Sapo» se originaría en un medio sedimentario somero y poco evolucionado dada la abundancia de feldespato, con gran aporte de material volcánico. Hacia el techo, la serie está más evolucionada con menos feldespatos y posiblemente con estratificaciones cruzadas lo cual indicaría un mayor transporte y un depósito en aguas someras.

Para el dominio del «Domo de Lugo» la evolución de la cuenca durante el Cámbrico Inferior, que es de edad atribuida a los sedimentos de este dominio presentes en la Hoja, sería diferente. Comenzaría la sedimentación en un ambiente somero y litoral que daría lugar a unas areniscas. Posteriormente tendría lugar una sedimentación de dolomías y material pelítico, lo cual nos indicaría un medio más alejado de la costa. La sedimentación durante el resto del Cámbrico Inferior continuaría con las mismas características depositándose material detrítico, pelítico y carbonatado.

La sedimentación ordovícica se produce también un ambiente somero con algunas variaciones.

Comienza con unos episodios detríticos muy someros, alternando con otros pelíticos hasta que en el Arenig se establece un típico ambiente litoral, que da lugar a unas ortocuarcitas. Finalmente, se produce una profundización que da lugar al depósito de las pelitas del Ordovícico Medio-Superior.

Respecto a la orogénesis, la primera fase a que nos hemos referido no se aprecia en los materiales que constituyen la Hoja, por lo que hacemos referencia a zonas más occidentales.

La primera fase que se observa da lugar a pliegues apretados, de tipo similar y con esquistosidad de flujo asociada que afecta a todos los materiales de ambos dominios.

Dada la posición actual de estos pliegues, se puede deducir que estos pliegues y la esquistosidad asociada se encontraban casi horizontalmente en origen. Esto se observa especialmente bien en el dominio del «Domo de Lugo», donde habían dado lugar a un gran pliegue tumbado que se observa replegado en la actualidad.

Al final de esta fase de deformación tendría lugar el cabalgamiento que acercaría ambos dominios. Este cabalgamiento es hipotético en la zona estudiada, ya que se deduce por observaciones indirectas, pero se puede seguir desde Galicia oriental, donde forma la base del pliegue tumbado del Caurel.

Se puede deducir de la heterogeneidad de las columnas estratigráficas en uno y otro dominio, ya que el Cámbrico volcánico del dominio del «Ollo de Sapo» está representado en el dominio del «Domo de Lugo» por una serie sedimentaria de plataforma continua.

Posteriormente, tendría lugar una nueva fase de plegamiento de vergencia NE de la que sólo se observa escasos pliegues y cuya importancia no se puede determinar.

Por último, toda la región es afectada por una deformación de tipo más frágil, que da lugar a una crenulación en prácticamente toda la zona. La vergencia de este plegamiento es contraria, o sea, hacia el SE simultáneamente a las últimas fases de plegamiento pudieron formarse algunas de las fallas transversales respecto a los pliegues.

TERCIARIO Y CUATERNARIO

Antes de la deposición de los materiales terciarios, los prehercínicos han debido sufrir etapas de fracturación y erosión que dan lugar a un fuerte relieve, proporcionando depresiones y cubetas propicias para la deposición de dichos materiales.

Debido a la erosión diferencial, las depresiones coinciden a menudo con núcleos anticlinales en los que se sitúa el «Olló de Sapo» y valles de dimensiones más reducidas, que generalmente es donde se sitúan las series de pizarras y alternancias de cuarcitas y pizarras, dando relieves más acusados los crestones de cuarcitas.

La deposición de los sedimentos terciarios debió de producirse en forma de grandes avalanchas de barros con intercalación de aportes fluviales, que en muchas ocasiones quedan englobados siendo simultáneas con éstas, con posibles etapas de inundación de tipo lacustre.

Las facies más marginales en la mayoría de los casos presentan un carácter pelítico, que predomina sobre los depósitos detríticos, lo que nos hace suponer que debieron crearse superficies de alteración de gran potencia que han sufrido poco desplazamiento, y únicamente aparecen unas facies con un carácter conglomerático dominante en la Hoja de Peque (Morezuelas de la Carballeda).

A nivel de la presente Hoja no se observa que existió una variación de las facies (Tierra de Campos Marginal) en sentido evolutivo de la cuenca y únicamente puede señalarse que las intercalaciones detríticas son más finas en general hacia el E-SE.

El clima es probablemente de tipo sabana, con grandes períodos de aridez y otros de intensas lluvias que tiende a un clima subtropical y ambiente continental.

Seguirán nuevos impulsos dentro del Cuaternario debido a movimientos epirogénicos, fracturaciones que afectarán al basamento rígido y basculamientos que implicaría el encajamiento de la red actual que se va instalando siguiendo direcciones debidas posiblemente a las estructuras tectónicas del basamento y podemos pensar que actúan hasta nuestros días.

Estos impulsos provocan el encajamiento de la red, superponiendo varios niveles de terrazas, en los que a nivel de la Hoja podemos destacar una etapa ampliamente representada que corresponde a la terraza T_5 y, en las que el potencial de energía es muy alto transportando cantos de grandes dimensiones.

Posteriormente, en la actualidad, se encaja llevando gran cantidad de sedimentos y dado el clima subárido con grandes arribadas de agua y gran energía, sobre todo en primavera, procede al desmantelamiento de las terrazas y demás materiales en su acción erosiva remontante.

3.1 RASGOS FISIOGRAFICOS

En la presente Hoja se pueden diferenciar dos dominios, uno situado al NE a partir del río Almarea y otro que se situaría al SO, figura 1.

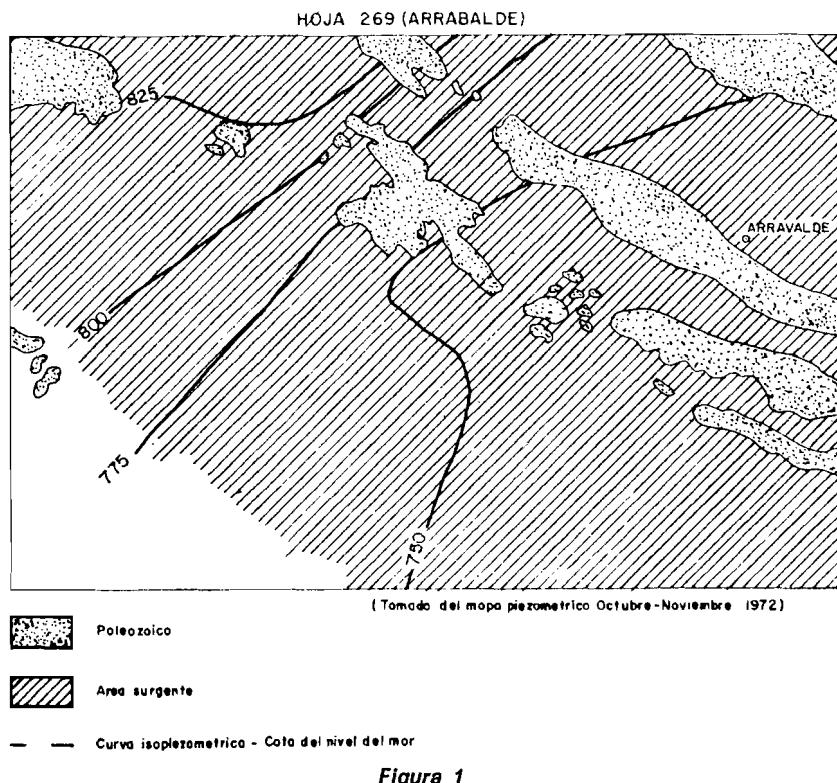


Figura 1

En el área NE la morfología viene condicionada por los materiales hercínicos que dan en conjunto un relieve apalachiano con varios bucles de crestería y aberturas estrechas (gap.). Esta morfología condiciona la red hidrográfica lineal, que en conjunto resulta NO-SE con diversos codos rectangulares que se introducen por las aberturas que dejan las alineaciones de cresterías de cuarcita.

La dirección del río Eria se separa de la dirección general de la red en este dominio; esto puede ser debido a la influencia de los afloramientos paleozoicos situados en la zona más al SE.

En la margen izquierda, y hacia el SO, los materiales hercínicos están cubiertos por los sedimentos del Terciario, dando un relieve tabular que viene proporcionado por la elaboración de la red en etapas erosivas que comienzan posiblemente en el Plioceno.

La red fluvial es de tipo angular y se advierte un cambio muy ostensible, con la que se instala en los materiales hercínicos.

Los cauces actuales para todo el conjunto tienen una tendencia a encajarse hacia las márgenes izquierda de llanura aluvial en aquellos ríos con algún desarrollo y de dirección general NO-SE, y normalmente el desarrollo de las terrazas es más acusada en la margen derecha.

Esto hace suponer que han existido basculamientos que no se pueden precisar en el tiempo con exactitud. En la actualidad la red sigue encajándose y procediendo al desmantelamiento de estos depósitos.

4 PETROLOGÍA

4.1 DOMINIO DEL «OLLO DE SAPO»

4.1.1 OLLO DE SAPO DE MEGACRISTALES (PC-CA)

Esta denominación comprende una serie volcánica afectada por metamorfismo de grado muy bajo.

Todas presentan textura blastoporfídica, evidenciada por la presencia de numerosos fenocristales de cuarzo y plagioclasa y megacristales de esta última, implantados en una matriz de grano fino.

Minerales omnipresentes en todas las muestras estudiadas son cuarzo, plagioclasa, micas blancas, biotita, minerales opacos, esfena y apatito. Otro mineral muy frecuente y abundante es el feldespato potásico seguido de la clinzoisita. En muchas rocas pueden encontrarse también algunos granos de círcón o de turmalina, pero este último es de todos los minerales el de más rara aparición.

Los fenocristales de cuarzo muestran un claro origen íngeo, puesto de manifiesto en la abundancia de cristales explosionados y en el elevado número de golpes de corrosión. Su forma es generalmente redondeada o ligeramente elipsoidal, pero en este último caso puede observarse claramente que es debido a fenómenos dinámicos relacionados con el metamorfismo. El tamaño máximo de los cristales oscila alrededor de 1,5 cm.

Las plagioclasas son de carácter ácido. Su forma varía de cristales xenomorfos a idiomorfos y su tamaño desde unas 300 μ a varios centímetros. Carecen totalmente de zonación. Las macras más frecuentes son según albita-karlsbad o en damero. En muchas rocas es habitual observar un desarrollo de epidota a partir de la plagioclase, como asimismo un proceso de moscovitización más o menos avanzado que puede ser irregular o seguir los planos reticulares de los cristales. En numerosos individuos se presentan inclusiones de cuarzo o de pequeñas biotitas.

El feldespato potásico rara vez forma fenocristales a los que se les puede atribuir un origen magmático. Lo común es observar un fuerte fenómeno de reemplazamiento sobre las plagioclasas porfídicas, de las cuales se ven siempre numerosos restos.

En prácticamente todas las láminas delgadas estudiadas se encuentran numerosas seudomorfosis serícitas, cuyo origen no puede aclararse a la vista de los datos que se tienen. En ocasiones se presentan en secciones prismáticas idiomorfas, pero nunca se ven restos del mineral primario. Lo más común es que estos seudomorfos estén orientados según la esquistosidad de la roca e incluso que presenten una tenue crenulación. Hay que añadir además que en estos agregados pueden encontrarse granos de esfena o de epidota.

Las metavulcanitas contienen también unos agregados biotíticos de grano más grueso que los anteriores, con un tamaño medio del conjunto de 1 cm². Normalmente son algo alargados según la esquistosidad, si bien la disposición individual de las micas es diablástica. Minerales muy frecuentes en estos agregados acompañando a la biotita son pequeñas plagioclasas, numerosos granos de esfena transformándose en un mineral opaco, alguna clinozoisita o pequeños circones o apatitos. Es probable que se trate también de alguna seudomorfosis tardía, pero siempre posterior a la esquistosidad de la roca.

La matriz se presenta en proporciones variables, si bien siempre suele ser dominante sobre los fenocristales. La composición es siempre cuarzo-micácea aunque también son frecuentes pequeñas plagioclasas o feldespatos potásicos. Este último mineral puede aparecer también en venillas tardías que atraviesan la roca. El tamaño de grano del cuarzo y las micas de la matriz pueden ser de extremada o moderadamente fino. En cuanto al grado de orientación de los minerales puede apenas percibirse, ser muy elevado o darse dos esquistosidades entrecruzadas.

Resumiendo, se puede decir para esta formación que su origen ígneo (volcánico?) queda claro por la forma de los fenocristales de cuarzo, por la abundancia de plagioclásas idiomorfás, a veces glomeroporídicas y por la disposición de la matriz. En cuanto a la roca ígnea primaria sólo puede decirse que se trata de una roca porfídica rica en fenocristales de cuarzo y plagioclasa ácida.

4.1.2 FACIES MIXTAS DEL «OLLO DE SAPO» (PC-CAe)

Este nivel comprende una serie de rocas volcano-sedimentarias cuya área madre principal es la facies de megacristales anteriormente descrita.

Al microscopio se presentan como unas metareniscas o metaconglomerados de grano fino constituidas por cantidades variables de cantos de cuarzo y de plagioclásas más o menos reemplazadas por feldespatos potásicos. La forma de estos clastos oscila de algo redondeada a elipsoidal. En el cuarzo se observan a veces golbos de corrosión que evidencian su origen ígneo.

La matriz es cuarzo-micácea, de grano casi siempre moderadamente fino y a veces con bandeados mineralógicos. A diferencia que en la facies de megacristales, la biotita es muy escasa, pero hay abundante clorita. El grado de recristalización y orientación de la matriz es notablemente mayor que en las rocas del área madre. Además de todos los minerales mencionados se encuentra abundante moscovita. Los accesorios más comunes son grafito, epidota, apatito, circón, turmalina y minerales opacos. En algunas blasto-sefitas se presentan pequeños granos de carbonatos en la matriz.

4.1.3 ORDOVICICO INFERIOR (O₁, O_{1q}, O₁₂)

La formación de micaesquistos, cuarzoesquistos (O₁), cuarcitas (O_{1q}) presentan la asociación mineral de cuarzo, moscovita y biotita, lo cual no supone ningún cambio importante en el metamorfismo respecto al nivel infrayacente del «Oollo de Sapo»; sin embargo, aumenta notablemente el grado de recristalización del cuarzo y de las micas y la esquistosidad queda siempre muy bien definida. De la comparación del grado de recristalización de los diferentes tramos estudiados, resulta que este va aumentando desde el «Oollo de Sapo» hacia arriba. Es frecuente en las rocas más micáceas observar una S₂ muy aparente que aplasta a la S₁, visible en los microlitos micáceos sigmoides que se encuentran en los pequeños lechos cuarcíticos. Todas las muestras contienen granos de circón, turmalina, epidota o apatito. Su proporción es notable en las cuarcitas.

Los niveles de cuarcitas grises y blancas (O₁₂) no muestran diferencias mineralógicas importantes respecto a la formación anterior, salvo la pre-

sencia de pequeños granos de plagioclasa detrítica en una facies de microconglomerados con cantos de cuarzo y matriz micácea. Las cuarcitas son de grano fino, con frecuente estructura en mosaico. La biotita es mucho más escasa que la moscovita y ésta presenta una orientación y recristalización más débil que en la serie infrayacente.

Las cuarcitas del Arenig muestran unos caracteres petrográficos muy monótonos. Todas son de grano fino, con estructura en mosaico o ligeramente orientadas. El cuarzo va acompañado de pequeñas biotitas o moscovitas que pueden también estar ausentes. En todas ellas se encuentran abundantes granos de circón, turmalina y minerales opacos.

4.1.4 FILITAS GRAFITOSAS (ORDOVICICO MEDIO Y SUPERIOR) (O₂₋₃)

Este tramo recuerda mucho por sus caracteres microscópicos a la formación más baja del Silúrico Inferior, si bien se trata de una secuencia más pelítica que aquél. Las filitas están constituidas por cuarzo, moscovita y biotita. El grafito suele ser un componente importante en forma de polvo que impregna las micas. Las rocas contienen además algunos granos de turmalina y circón. Todas se presentan muy finamente foliadas y a veces con bandeados mineralógicos, observándose en este último caso una S₂ de crenulación más aparente y una S₁ casi borrada por la anterior.

4.2 DOMINIO DEL DOMO DE LUGO

4.2.1 CUARCITAS DE PEÑAS DEL CERRO (CA₁)

Está constituida exclusivamente por cuarcitas de grano fino, que contienen lechos de filitas.

En todas las muestras estudiadas se observa una fuerte deformación, evidenciada ya sea en la extinción ondulante del cuarzo o en la forma elipsoidal de los granos de este mineral, siendo frecuente encontrar cuarcitas muy limonitzadas.

El grado de metamorfismo es muy bajo, desarrollándose solamente moscovita, biotita y, excepcionalmente, albita. En las cuarcitas más puras se encuentran granos probablemente detriticos de circón y turmalina en proporción muy superior a la que es habitual en rocas de este tipo.

4.2.2 DOLOMIAS Y PIZARRAS (CA₁p)

Se trata de una serie carbonatada con intercalaciones pelíticas o sa-míticas.

Las dolomías son generalmente de grano muy fino, algo pizarrosas, con cantidades variables de pequeños lechos de cuarzo o de micas y pueden estar atravesadas por filoncillos tardíos de calcita. Las variedades bien cristalizadas presentan cristales alargados y orientados y un bandeadío mineralógico de calcita y dolomita.

Las intercalaciones pelíticas corresponden a filitas finamente foliadas, constituidas casi exclusivamente por moscovita, acompañada de cantidades variables de biotita, cuarzo, grafito e insignificantes de turmalina, circón y minerales opacos. Con frecuencia están plegadas y se desarrolla una crenulación poco penetrativa.

Entre los niveles samíticos se encuentran rocas con clastos de cuarzo y matriz micácea que no difieren mineralógicamente de las filitas anteriores.

Se ha encontrado también una facies arcósica de grano fino, constituida por abundantes clastos de microclina y cuarzo y una matriz orientada, cuarzomicácea, y que contiene carbonatos en una proporción aproximada del 15 por 100.

4.2.3 CUARCITAS SUPERIORES (CA₁q)

No difieren ni mineralógicamente ni en grado de metamorfismo de la serie de Cándana inferior. Los niveles más cuarcíticos son rocas de grano medio con textura milonítica o blastomilonítica. Son también muy frecuentes los lechos detriticos que corresponden a unas metareniscas con pequeños clastos elipsoidales de cuarzo y una matriz dominante muy micácea y netaamente orientada.

4.2.4 CAPAS DE TRANSITO (CA₁p₂)

Son unas rocas bandeadas con alternancia de lechos ricos en cuarzo o en moscovita y biotita. Las micas están orientadas, determinando la esquisitosidad y suelen estar ligeramente impregnadas de grafito.

4.2.5 DOLOMIAS DE BECARES (CA₁d)

Se trata de unas dolomías orientadas de grano fino y con bajo grado de cristalinidad. Además de dolomita se encuentra en ellas cuarzo, moscovita, albita, minerales opacos, leucoxeno y turmalina. La principal diferencia respecto a las dolomías de Cándana estriba en que el cuarzo, la plagioclasa y la moscovita se presentan en granos redondeados dispersos o en laminillas aisladas y orientadas.

5 GEOLOGIA ECONOMICA

5.1 MINERIA Y CANTERAS

Dentro de la Hoja no existe en la actualidad ninguna cantera en explotación. Únicamente en las rocas granudas del «Ollo de Sapo» de la facies mixta han existido algunas pequeñas canteras, cuyo material se ha empleado para la construcción o para ruedas de molino.

Se pueden citar las canteras que se explotaron al NO de Granucillo.

En la zona NE de la Hoja, aunque fuera de ella, se han explotado las dolomías cámbicas para la obtención de cal y se hicieron sondeos de investigación para intentar un aprovechamiento industrial de estas dolomías como áridos para carreteras.

En diversos puntos repartidos por toda la Hoja, existen pequeñas calizas y explotaciones que se utilizan esporádicamente por los nativos.

Se suelen utilizar frecuentemente explotaciones de arcillas para tejas, aprovechamiento de las gravas para la construcción y carreteras, así como arenas y limos de las llanuras aluviales.

Quizá lo más importante de la minería en esta Hoja sea la existencia de filones hidrotermales de cuarzo de segregación según determinadas direcciones de fracturas.

El cuarzo se presenta masivo y totalmente fracturado en contacto mecánico con las pizarras ordovícicas o en el «Ollo de Sapo».

En la actualidad no hay ninguna explotación en funcionamiento aunque hace años se beneficiaron algunos de los filones, siendo los más importantes los de Margarita y Nuestra Señora de la Paz en el término de Ayón de Vidriales, donde los filones alcanzan una potencia de 5 m.

Otra zona, donde se explotaron numerosos filones, está situada en los términos de Ayón de Vidriales y Fuenteencalada, entre los parajes de Becerril y Teso de la Calabaza.

Otros filones de menor importancia y también explotados son los situados al N de San Pedro de la Viña, al norte de Congosta en Peña de Arriba, y en el paraje del Sierrico al N de Cubo de Benavente.

También existen dos indicios de hierro, aunque de escaso interés, en las cuarcitas del Ordovícico en el paraje denominado la Sierra, al sur de Arrabalde. Ambos son estratiformes, con rumbo de N 30° E y la mena está formada por óxidos de hierro.

Otro indicio de hierro lo constituyen unos niveles de areniscas ferruginosas intercaladas entre las cuarcitas cámbicas al O del cortijo de Becares, en la zona NE de la Hoja. Se trata igualmente de hierro sedimentario diseminado y reconcentrado epigenéticamente.

5.2 HIDROGEOLOGIA

El Instituto Geológico y Minero de España, a través de la División de Aguas Subterráneas y dentro del Programa de Investigación de Aguas Subterráneas, comenzó en el año 1972 el estudio geológico de la Cuenca del Duero, aunque anteriormente había realizado estudios parciales en colaboración con diversas Diputaciones Provinciales.

Para el estudio a gran escala de esta extensa cuenca hidrogeológica, se comenzó por realizar una puesta al día de los conocimientos hidrogeológicos básicos, indispensable para la preparación de programas de investigación ambiciosos, cuyo fin será determinar los recursos de aguas subterráneas de la cuenca, las zonas apropiadas de explotación, los métodos y régimen apropiados de explotación. Se centró el interés, en primer lugar, de los acuíferos cautivos del Terciario, que son los más importantes.

Para ello se han seleccionado 504 sondeos, en los que se realizan medidas periódicas al objeto de observar la fluctuación de niveles de agua. En la zona se ha observado que entre noviembre de 1972 y marzo de 1973, hay un ascenso de los niveles, de hasta 2 m., en el sector noroccidental. Para conocer los parámetros hidrodinámicos se han ejecutado 30 ensayos de bombeo, con los que se ha obtenido los primeros valores de transmisibilidad y coeficiente de almacenamiento. En estos trabajos ha colaborado el IRYDA a través de su Parque de Maquinaria. También se hicieron análisis de contenido de tritio para estudiar el tiempo de permanencia del agua en los acuíferos; análisis de datos hidrológicos (pluviometría, evapotranspiración y caudales base de los ríos) y una primera evaluación de los volúmenes de agua extraída (se estima del orden de 135 Hm³/año en la cuenca).

En función de estos datos, se han establecido unas primeras conclusiones, que pueden resumirse en:

- Los niveles permeables (arenas arcillosas, gravas, arenas y conglomerados), se disponen en forma irregular.
- En la circulación del agua, juega un importante papel el drenaje vertical a través de los niveles arcillosos.

Con las medidas realizadas en la red piezométrica establecida se construyó un mapa piezométrico de la Cuenca Terciaria del Duero, que ha permitido obtener una serie de conclusiones respecto al comportamiento hidrodinámico de la cuenca.

«La circulación de los acuíferos cautivos profundos tiene lugar sin el mantenimiento del caudal horizontal circulante, o lo que es lo mismo, existe un drenaje vertical, a través de los niveles arcillosos, debido a las diferencias de presión entre el agua en el acuífero o acuíferos cautivos y los niveles libres superiores.

Esta pérdida de caudal cambia por completo la interpretación del mapa piezométrico obtenido, ya que, en nuestro caso, las áreas bajo los ejes de los ríos, que en una interpretación clásica representarían zonas con una circulación horizontal preferente, representan más bien bandas de caudal nulo, en las cuales, en profundidad, horizontalmente y en dirección del río, no circula caudal hacia la salida de la cuenca, a pesar de las consideraciones que se pueden hacer sobre las diferencias de energía potencial.

De esta forma se explica la relación de la piezometría con los niveles topográficos, ya que estas son las que gobiernan la piezometría profunda, al representar, en último término, el drenaje de los acuíferos cautivos.

Esta consideración cambia por completo el enfoque del problema, sobre todo desde el punto de vista hidrodinámico, ya que se pone en juego un nuevo parámetro, la permeabilidad vertical, y anula, además, el sistema de interpretación intuitivo clásico de las curvas piezométricas, que en este caso sólo podrán estudiarse a base de modelos matemáticos de dos o más capas con intercambio vertical y niveles impuestos en la capa superior.»

Las precipitaciones dentro de la Hoja son normales, con un aumento desde el E al O. En el borde oriental tiene valores de unos 470 mm., alcanzando al occidente los 680 mm.

El clima es templado, en verano no se alcanzan los 20°C de temperatura media mensual. Los inviernos son algo fríos, alrededor de los 4°C de temperatura media en los meses de diciembre y enero.

La evapotranspiración, al contrario de la pluviometría, tienen un incremento de O a E, y la cantidad de lluvia útil, tiene unos valores cercanos a los 50 mm. al oriente, y unos 150 mm., en las zonas occidentales de la Hoja.

Las formaciones de interés hidrogeológico son los sedimentos terciarios y los depósitos fluviales.

Del Terciario ya hemos hablado anteriormente, especialmente de su comportamiento hidráulico. En esta formación se emplazan los sondeos más profundos, que no alcanzan la centena de metros, y sólo uno en las cercanías de Santibáñez de Vidriales, realizado por el IRYDA, alcanzó los 200 m., aunque a los 123 m. tocó el techo del Paleozoico. Las aguas de estos acuíferos cautivos son surgentes en toda la Hoja. Los caudales aforados son del orden de los 10 l/s. o menores y las aguas tienen buena calidad química. Su transmisibilidad tiene unos valores que oscilan alrededor de 1 m²/s., dato conocido por un ensayo de bombeo realizado por la División de Aguas Subterráneas del IGME, en la Hoja de Benavente. Dentro del Terciario, las zonas más interesantes para alumbrar aguas subterráneas, son las situadas al SO de la línea Congoste-Rosino de Vidriales-Brime de Urz, donde el Terciario alcanza el mayor espesor.

Dentro del Cuaternario, las formaciones de mayor interés hidrogeológico son las llanuras aluviales, que por su amplitud, alta permeabilidad y recarga.

las hacen aptas para aforar aguas. Las terrazas no tienen gran interés, por ser de escasa extensión y estar, hidráulicamente desmanteladas entre sí. Las terrazas superiores y glacis-rañas no tienen tampoco un gran valor hidrogeológico, que aunque de gran extensión, su potencia y permeabilidad es baja.

El Paleozoico tiene un bajo interés y sólo las cuarcitas, por estar muy fracturadas, pudieran tener un interés local, para pequeños abastecimientos.

La División de Aguas del IGME, en sus trabajos previos para el estudio hidrogeológico de la Cuenca del Duero, ha censado en esta Hoja 95 puntos de agua, que actualmente se encuentran codificados en fichas especiales para su tratamiento por ordenador.

6 BIBLIOGRAFIA

- ALBERDI, M. T., y AGUIRRE, E. (1970).—«Adiciones a los Mastodontes del Terciario español». *Est. Geol.*, vol. XXVI, núm. 4, pp. 401-415, Inst. Lucas Mallada. C. S. I. C. Madrid.
- BERGOUNIOUX, E., y CROUZEL, F. (1958).—«Les mastodontes de l'Espagne». *Est. Geol.*, vol. XIV, pp. 223-365. Inst. Lucas Mallada. C. S. I. C. Madrid.
- ESPEJO, R.; TORRET, J., y REQUERO DE LABURU, C. (1973).—«Contribución a la caracterización de los niveles superiores de terrazas fluviales en ríos españoles». *Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*, tomo 71, núm. 3-4, pp. 231-236.
- GONZALEZ GONZALEZ, J.; MONTESERIN LOPEZ, V., y PEREZ ROJAS, A. (1976).—«Mapa geológico y memoria explicativa de la Hoja núm. 268 (11-12) Peque (Molezuelas de la Carballada)». Publicaciones del IGME [en prensa].
- I. G. M. E. (1970).—«Hoja núm. 19, León». Escala 1:200.000.
— (1971).—«Estudio hidrogeológico de la cuenca terciaria de la provincia de Zamora». División de Aguas Subterráneas del IGME [inédito].
— (1972).—«Hapa hidrogeológico de España a escala 1:1.000.000 y Mapa de Síntesis de acuíferos».
- LOTZE, F. (1945 a).—«Observaciones respecto a la división de los variscoides de la Meseta Ibérica». Traducido por J. M. Ríos. *Pub. Extr. Geol. España*, tomo V, pp. 149-166, Madrid, 1950.
- MABESOONE, J. M. (1961).—«La sedimentación terciaria y cuaternaria de una parte de la cuenca del Duero (provincia de Palencia)». *Estudios geológicos*, vol. XVII, núm. 2, Inst. Lucas Mallada, C. S. I. C., Madrid.
- MARCOS, A. (1973).—«Las series del Paleozoico Inferior y la estructura Herciniana del occidente de Asturias (NO de España)». *Trabajos de geología* núm. 6. Facultad de Ciencias. Univ. de Oviedo.

- MARTINEZ GARCIA, E. (1973).—«Deformación y metamorfismo en la zona de Sanabria». *Estudios geológicos*, tomo V, pp. 7-106, Salamanca.
- MATTE, Ph. (1968).—«La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne)». *Extrait des travaux du labor de geol. de la Faculté des Sciences de Grenoble*, tomo 44, pp. 1-127.
- NOLLAU, G. (1966).—«El desarrollo estratigráfico del paleozoico en el oeste de la provincia de León (España)». *Notas y comunicaciones*. Inst. Geol. y Minero de España, núm. 88, pp. 31-47.
- PARGA PONDAL, J. et al. (1967).—«Carte géologique du Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique». *Dirección General de Minas y Servicios geológicos de Portugal*.
- PORRAS MARTIN, J. (1973).—«Estudio hidrogeológico de la cuenca del Duero». *Boletín IGME*, tomo LXXXIV.
- PUIG y LARRAZ (1883).—«Descripción física, geológica y minera de la provincia de Zamora». *Mem. Com. Mapa Geol. Esp.*, 1 vol., 488 pp.
- RIEMER, W. (1966).—«Datos para el conocimiento de la estratigrafía de Galicia». *Notas y Com. Inst. Geol. y Minero de España*, núm. 81, pp. 7-20.
- VARIOS AUTORES (1971).—«Mapa geológico de España (E. 1:200.000). Síntesis de la cartografía existente. Ponferrada». *Publicaciones del IGME*.

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



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA