



IGME

268

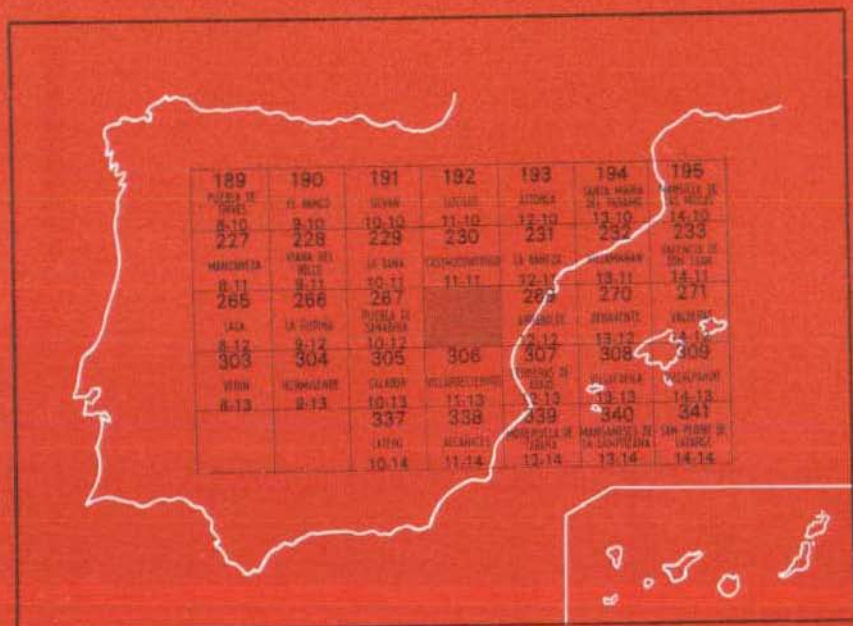
11-12

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

MOLEZUELA DE LA CARBALLEDA

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

MOLEZUELA DE LA CARBALLEDA

Segunda serie - Primera edición

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

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

En *Cartografía y Memoria del Paleozoico*: J. C. González González y V. Monteserín López.

En *Cartografía y Memoria del Terciario-Cuaternario*: J. M. Arce Duarte.

En *Hidrogeología*: J. M. Mena Inglés.

En *Minería*: C. Maura Amunategui.

En *Petrología y Memoria*: A. Pérez Rojas.

En *Sedimentología*: P. Cabra Gil.

En *Macropaleontología*: F. Fonolla Ocete (Universidad de Madrid).

Colaboración y Asesoramiento: E. Martínez García (Universidad de Oviedo).

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 - 41.406 - 1981

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

INTRODUCCION

Geográficamente se halla situada en el NO de la provincia de Zamora, en las estribaciones meridionales de la Sierra Cabrera y por tanto en el borde de la Meseta Castellana. Los núcleos de población son muy pequeños y relativamente abundantes, estando asentados sobre todo al S y al E. Sus fuentes de riqueza son principalmente la agricultura y en un futuro próximo las que se deriven de las explotaciones forestales.

Morfológicamente se distinguen dos zonas, configuradas notablemente por la litología, definidas al NO y SE de la Hoja. Así, los relieves fuertes como Alta Mayor, Carrizoso, Los Cabucones, etc., lo constituyen las cuarcitas y pizarras paleozoicas, mientras que la penillanura de la meseta y los bordes con la Sierra Cabrera los neises del tipo «Ollo de Sapo», y sobre todo los materiales terciarios.

Geológicamente esta Hoja está situada en la zona Galaico-Castellana de LOTZE (1945).

En el esquema de MATTE (1968) se situaría en la parte más septentrional del dominio externo de la Zona IV, Galicia Media-Tras os Montes o anticlinal del «Ollo de Sapo».

Los materiales aflorantes son litológicamente poco variados, de edad paleozoica, terciaria y cuaternaria. El Paleozoico está afectado fundamentalmente por varias fases de deformación de la Orogenia Hercínica.

1 ESTRATIGRAFIA

Los materiales de la cuenca paleozoica aquí representados los incluimos en la Unidad estratigráfica correspondiente al «Dominio del Olló de Sapo». Discordantes sobre ellos están los terrenos terciario-cuaternario, que recubren la tercera parte de la Hoja aproximadamente.

1.1 DOMINIO DEL «OLLO DE SAPO»

Este dominio comprende una franja relativamente ancha que se extiende desde Galicia (isla Coelleira) hasta las proximidades de Benavente, en la provincia de Zamora, donde desaparece bajo el Terciario de la penillanura castellana.

Los límites de este dominio en las proximidades de la región en estudio son, por el Norte, el Dominio del pliegue tumbado del Caurel-Domo de Lugo, manifestado más claramente hacia el SE por el cabalgamiento que pasando por el sur de Ponferrada [San Esteban de Valdueza] se continúa en la Hoja 269 (Arrabalde), siguiendo el valle del Ería, ARCE DUARTE, J. M. et al. (1976).

Al Sur, los límites del Dominio del «Olló de Sapo» están peor definidos y podrían ser los granitos del borde sur de los Complejos de Morais y Braganza en Portugal, que se extienden en España por el N de la provincia de Salamanca intruidos en la serie esquisto-grauváquica.

El «Olló de Sapo» ocupa aproximadamente un tercio de la zona en cuestión, en una extensa franja de dirección NO-SE que puede alcanzar más de 30 km. de anchura. Esta anchura es sólo explicable por el replegamiento que la afecta, siendo principalmente patente una esquistosidad principal (S_2) que buza fuertemente al SO y una crenulación hacia el NE.

La edad del «Olló de Sapo» es problemática al ser su base desconocida, si bien por estar situado bajo el Ordovícico únicamente se puede afirmar con seguridad que es anteordovícico.

En el NE de Portugal (Miranda do Douro) parece ser que yace el bajo del complejo «Xisto-grauváquico», MATTE y RIBEIRO [1967]. Estos autores opinan que el complejo «Xisto-grauváquico» es Cámbrico Superior y por tanto el «Olló de Sapo» sería anterior.

Para TEIXEIRA [1955] y SCHERMERHORN, L. J. G. [1955], y CAPDEVILA [1969] el complejo «Xisto-grauváquico» sería Precámbrico Superior-Cámbrico Inferior, y en consecuencia el «Olló de Sapo» sería anterior a él.

CAPDEVILA [1966] opina que el «Olló de Sapo», o al menos su parte superior, pasa a la serie de Villalba, la cual está bajo el Cámbrico Inferior. Por tanto, el «Olló de Sapo» sería Precámbrico.

MARTINEZ GARCIA [1973] manifiesta que la edad del «Ollo de Sapo» puede oscilar desde el Precámbrico-Cámbrico Inferior hasta el Ordovícico Inferior. Apoya esta teoría en el hallazgo en zonas más occidentales de una serie con calizas bajo el «Ollo de Sapo», así como en el paso gradual de esta formación a los esquistos y cuarcitas del Arenig.

En la presente Hoja aparecen las dos facies características, cuya descripción se realiza separadamente a continuación.

1.1.1 FACIES DE MEGACRISTALES: NEISES (PC-PA)

Es la facies más abundante. A simple vista la roca es un neis amigdalario o glandular caracterizado por la presencia de cristales de feldespato de diversos tamaños (a veces alcanzan más de 15 cm.), a los que en buenos afloramientos se les aprecia un crecimiento anular de cuarzos normalmente azulados que presentan cierta corrosión, alcanzando en ocasiones 1 cm. Frecuentemente tienen gran proporción micácea (biotita sobre todo), apreciándose en algún caso contenido de un mineral oscuro (pirita probablemente oxidada). Todo ello aparece rodeado de una matriz muy fina gris a negra, que puede llegar a constituir la mayor parte de la roca, y que está formada principalmente por micas (biotita) y cuarzo.

Es frecuente observar filoncillos de cuarzo de exudación siguiendo la dirección regional NO-SE ligados a la deformación principal.

En estos materiales sólo se aprecia una esquistosidad definida por alineaciones micáceas que rodean a los megacrystales de feldespato, los cuales en muchas ocasiones están aplastados y orientados según esta deformación.

1.1.2 FACIES MIXTAS: ESQUISTOS PORFIROIDES (PC-CAe)

Estas facies aparecen en la parte superior del anticlinal del «Ollo de Sapo» en tránsito gradual con las facies gruesas. Tienen escasos metros de potencia y no afloran de manera continua. Son rocas de aspecto pelítico-esquistoso de grano fino, cuya característica más importante es la ausencia de megacrystales de feldespato y donde la esquistosidad principal es muy patente.

En otras zonas, Hoja 269 (Arrabalde), estas facies tienen ciertos aportes detríticos y aparecen restos de estructuras sedimentarias, estratificación cruzada, etc., ARCE DUARTE et al. (1976).

Por lo general, se observa que el tránsito de la facies fina a las pizarras del Arenig es gradual, disminuyendo el contenido en feldespato y cuarzo y aumentando la proporción de pelitas, pasando por esquistos feldespáticos hasta transformarse en esquistos grises con intercalaciones de cuarcitas, en los que a veces se observa cierta proporción de cuarzos azules.

Todo esto indica que se trata de un depósito de material volcánico en un mar que se profundiza, con intercalaciones litorales.

1.2 ORDOVICICO (ARENIG)

Se extiende principalmente por el N de la Hoja en contacto casi siempre normal con el «Oílo de Sapo», si bien en algunos casos se observa como una desaparición del término más inferior (pizarras), llegando a apoyarse cuarcitas con cruzianas sobre el «Oílo de Sapo». Por otra parte, en ocasiones, las facies del «Oílo de Sapo» se acuñan, poniéndose directamente en contacto al Ordovícico con las facies de megacrístales. Por ello, podría existir una laguna estratigráfica, aunque de ser así no tendría gran importancia, ya que el tránsito entre ambas formaciones es gradual.

En niveles cuarcíticos, a escasos metros del «Oílo de Sapo» se encontraron cruzianas claramente ordovícicas, y si se tiene en cuenta que el Paleozoico más moderno de la Hoja es la cuarcita armoricana, resulta que el Ordovícico aquí representado comprende única y exclusivamente al Arenig.

1.2.1 FILITAS Y ESQUISTOS (O₁)

Presentan gran monotonía, si bien los tonos son versicolores. Los colores asalmonados, verdosos, rojizos, así como los grises, son muy frecuentes. Frecuentemente son de granulometrías finas, aunque en las proximidades del «Oílo de Sapo» suelen ser más groseras. En general son micáceas, grafitosas, y se observan frecuentemente cubos de pirita. La proporción cuarcítica es muy considerable y aumenta paulatinamente hacia el techo, donde yace la cuarcita armoricana. Se aprecian claramente dos esquistosidades, y siguiendo los planos de la primera y principal S₂ son frecuentes los filoncillos de cuarzo de exudación.

1.2.2 CUARCITAS CON CRUZIANA (O₁q)

Afloran especialmente al NO de la Hoja, consistiendo fundamentalmente en dos bandas que guardan entre sí cierto paralelismo durante varios kilómetros. Hacia el NE, una de ellas (la más próxima al «Oílo de Sapo») se pierde, apareciendo nuevas capas cuya continuidad cartográfica es difícil realizar en virtud a la complejidad tectónica de la región, así como al tipo de sedimentación lentejonar.

Afloran en pequeños bancos, que pueden ser tableados de algunos centímetros hasta niveles de 0,5 m. de potencia, con algunas intercalaciones pizarrosas mínimas y cuyo conjunto puede alcanzar en alguna ocasión 20 ó 30 m. de potencia, aunque lo normal suele ser 4 a 8 m.

Son de grano fino, micáceas (moscovita), de aspecto sacaroideo, aun-

que en ocasiones están recrystalizadas. En ocasiones se observó estratificación cruzada y ripples marks, aunque estas últimas estructuras dudosamente.

Se encontró fauna «in situ» en las proximidades de Faramontanos de la Sierra, en la Majada de Rebordillos (Coordenadas Lambert: X = 373.979; Y = 840.879), que fue clasificada como:

Michelinoceras sp.

Cruziana furcifera D'ORBIGNY

Cruziana rugosa D'ORBIGNY

También se vio cerca de Carbajales de la Encomienda y en la ladera de Peña Caballo, en el nivel que contacta con el «Ollo de Sapo», un bloque caído en el que se apreciaban restos de cruzianas.

En algunos puntos se observan igualmente abundantes huellas de *Vexillum*. Tanto las *cruzianas* como las *Vexillum* fueron encontrados también por otros autores en diversos puntos, MATTE (1968), MARTINEZ GARCIA (1973), disponiéndose así de una buena guía cronoestratigráfica regional.

1.2.3 METAVULCANITAS (O_{1v})

Por encima de las cuarcitas citadas aparece en las inmediaciones de Vega del Castillo un lentejón de rocas volcánicas porfídicas, con facies parecidas a las del «Ollo de Sapo» de grano fino. La mayor parte de este lentejón se encuentra en la Hoja núm. 230, Castrocontrigo.

Si bien existen diversos tipos, macroscópicamente destacan aquellas de grano fino, de aspecto generalmente verdoso en corte fresco, con cuarzos grises azulados y glándulas de feldespato que pueden alcanzar varios centímetros. La diferencia más aparente con respecto al «Ollo de Sapo» es la menor proporción micácea. Los feldespatos suelen ser de aspecto romboidal y la pasta cristalina de grano fino y color verdoso.

1.2.4 CUARCITAS BLANCAS EN BANCOS CONTINUOS (C. ARMORICANA) (O₁₂)

Aparecen cartográficamente siguiendo las trazas de las anteriores cuarcitas y formando dos sinclinales, siendo uno de ellos colgado (Alta Mayor). Son cuarcitas de color gris-blancuecino con gran proporción de cuarzo y algo de moscovita. Por referencias bibliográficas y comparación con Hojas vecinas (no se aprecia en la Hoja el techo de las mismas) el espesor de dichas cuarcitas oscila de los 30 a los 50 m. Tienen algunas intercalaciones pizarrosas y en otras zonas del flanco N del anticlinal de Sanabria se encontró fauna (*Cruzianas*, *Scolithus* y *Vexillum*).

1.3 Terciario

1.3.1 FACIES TIERRA DE CAMPOS MARGINAL (T_{C11-C2}^{Bc-B})

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

Es azoica y su datación cronológica se ha realizado a través de la correlación con los sedimentos terciarios 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, ocre, azulados y la combinación de éstos. 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 e 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 que tiene 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 60 a 70 m. como máximo dentro de la Hoja.

Un corte muy significativo, aunque hipotético, que se repite en muchas ocasiones, 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 1 a 5 m.

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

Generalmente presenta colores abigarrados, ocre y ligeramente azulados.

Las intercalaciones detríticas son muy abundantes en toda la Hoja.

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

Es frecuente encontrar con estas intercalaciones estratificaciones cruzadas y gradadas.

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

Dentro del área estudiada se puede significar, aunque a «grosso modo», que siguiendo la dirección ONO-ESE el tamaño de los cantos de estas intercalaciones va 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 arcillas 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 la illita y la montmorillonita, y por lo regular es más abundante la primera. La proporción de éstos supone alrededor de un 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 a alcanzar hasta un 6 por 100 cuando es más abundante, y especialmente en los tramos inferiores, y la gibsita no sobrepasa e 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, manteniéndose en todo momento los altos porcentajes de illita.

1.3.2 FACIES CONGLOMERATICAS (cg)

Las facies del Terciario en los alrededores de Peque toman un carácter con dominio predominante de conglomerados, y las intercalaciones de arenas y arcillas son muy escasas.

Se han separado este tipo de facies, que no son uniformes, ya que encontramos puntos en que las intercalaciones arcillosas cobran gran desarrollo y apenas si existen conglomerados.

Tanto las facies con predominio de conglomerados, así como las arcillosas, tienen una distribución espacial muy irregular en general, y dado que nos situamos en la margen de la cuenca se ha incluido todo el conjunto en esta facies.

En los alrededores de Peque la serie está casi totalmente compuesta por conglomerados, y en su techo presenta una serie de superficies que morfológicamente pueden atribuirse a terrazas, pero litológicamente existe

una gran identidad entre la facies que sería terciaria y la que pudiera corresponder a un depósito fluvial del cuaternario.

Esta facies se apoya directamente sobre la formación del «Olló de Sapo». Su potencia es relativa y podemos estimar un máximo de 80 m.

Son conglomerados con cantos redondeados de tamaño grava y grava gruesa, con una matriz arcillo-arenosa.

Posee intercalaciones de poca potencia de areniscas o arcillas.

Los cantos son fundamentalmente de cuarzo y más escasos de cuarcita.

La coloración es similar a las facies corrientes del Terciario, y únicamente presenta en ocasiones matices de coloración mucho más vivos.

1.3.3 CONGLOMERADOS CON CANTOS REDONDEADOS Y ANGULOSOS DE MATRIZ ARCILLO-ARENOSA (T_{c11-2cg}^{Bc-B})

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

Esta facies, que es la más marginal de los depósitos terciarios de la cuenca del Duero, se presenta en cambio lateral de facies con el resto de las series terciarias y discordantemente sobre los materiales paleozoicos infrayacentes.

Son conglomerados con cantos de cuarcitas, cuarzo, pizarras, con matriz arcilloso-arenosa y presencia de cantos rubefactados.

Los cantos son muy heterométricos y varían desde gravas gruesas y bloques hasta gravas finas.

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

La mayoría de los cantos son angulosos y presentan únicamente los bordes matados. También se presentan cantos redondeados, aunque muy escasamente.

La proporción arcilla-arena en estos depósitos es muy variable y pasa de arcillosa con escasas arenas a ser arenoso-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 extensiones de varios kilómetros y tapizan los materiales infrayacentes, generalmente metamórficos.

Cuando estas superficies son de gran extensión se advierte que los cantos, a medida que su traslado es más prolongado, son más duros y están algo clasificados hasta que paulatinamente, en algunos casos, pasamos a un tipo de depósito fluvial (terrazas).

El medio, dado el espectro litológico y su morfometría, tuvo que tener una gran energía, que suponemos se realizó en forma de fuertes arribadas.

Daticiones

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 macroflora clasificable, nos vemos obligados a recurrir a correlaciones con autores que realizaron estudios similares en estos 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*, ZBYSXEWXKY, y en el tercero *Zygalphodon pyrinaicus*. 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*, CRUSAFONT) y restos de Thino-cerotidae (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 CUATERNARIO

1.4.1 PLEISTOCENO, TERRAZAS

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 sólo toman un desarrollo importante los depósitos del río Negro, en el que encontramos las últimas manifestaciones de cabecera de cuenca, y 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, Morerueta de Tábara, Micereres de Tera, Manganeses de Lampreana y Arrabalde, 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.

En las márgenes de las montañas, y especialmente en las que bajan hacia el río Negro hasta Peque, así como en el arroyo de Valdeza, se dis-

ponen tábulas detriticas compuestas por conglomerados poligénicos y polimícticos ocupando superficies levemente inclinadas hacia SE y descendiendo topográficamente en esa dirección.

La correlación de los distintos niveles de terrazas se ha realizado atendiendo a los que existen en la Hoja de Arrabalde principalmente. Si trazamos una línea hipotética entre Peque y Molezuelas de la Carballada (que coincide con una deformación reflejada en el esquema tectónico), los niveles de terrazas situadas al N se corresponderían con las del S, asociándolas sin tener en cuenta la cota de altura relativa rigurosamente. Se ha tenido en cuenta la problemática de la cabecera de cuenca, en la que el gradiente de energía es muy considerable, sobre todo en la zona al N de Peque, siendo menor al S en donde los escalones de las terrazas son mucho menos sensibles.

Cabría señalar que en la zona N de Peque la posibilidad de que las superficies se hubiesen generado como consecuencia de impulsos fuertes que provocarían avalanchamientos de los materiales de cursos fluviales de cabecera sin jerarquizar removiendo y remodelando los materiales.

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 aterrazamientos, 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 (Q,Ti)

Estos depósitos se localizan en las zonas más marginales de la cuenca del Terciario.

En la presente Hoja existen varios niveles de terrazas, que se incluyen en este grupo debido a que:

A) La disposición de parte de los escalonamientos y su distribución espacial con respecto a los cauces actuales descartan la posibilidad de que éstos sean los generadores de dichos aterrazamientos, y que por el contrario procedan al desmantelamiento de éstos. Se puede observar claramente en la red que está situada de Peque hacia el E. Estos niveles se pueden atribuir a una red primitiva, que no coincide con la actual.

B) A lo largo del recorrido del río Negro se disponen varios niveles de terrazas incluidos en este grupo, por tener en cuenta que:

a) Este conjunto de niveles está desconectado de los depósitos data-

dos dentro de la misma red fluvial a que pertenecen, que están correlacionados con los demás sistemas.

b) El hecho de estar enclavados en la cabecera de la cuenca, representando las manifestaciones más alejadas, con su correspondiente problemática.

c) Y por último que en la zona de Peque, donde confluyen el río Negro y el río Ribera, los niveles de terrazas situados en las márgenes de éstos no son correlacionables, debido a que los del río Ribera en la orilla izquierda no se conoce su génesis con los datos que se disponen, y además se cree existen unas deformaciones tectónicas del zócalo que trastoca la distribución espacial de los diferentes niveles de aterrazamientos. Estas deformaciones se sitúan donde se produce un cambio muy brusco en las litologías, definida fundamentalmente por el hecho de pasar de materiales paleozoicos a materiales terciarios de mucha menor competencia.

Sin embargo, se ha correlacionado una serie de niveles, cotejado con los existentes en la Hoja de Arrabalde, como se ha mencionado anteriormente.

Está constituido por conglomerados polimícticos. Sus cantos son de tamaño grava, grava gruesa y bloque, siendo estos últimos muy abundantes, son de cuarcita y cuarzo. Están empastados en una matriz areno-arcillosa, en las proporciones arcilla y arena son variables. Son generalmente de color rojizo y ocre-amarillento, en superficie presenta suelos de color pardo y los cantos se presentan lavados. Su matriz es arenoarcillosa. Hay que tener rubefacción y suelen ser de tamaño grava.

Terraza (Q₁T₂)

Este nivel es de características análogas al Q₁T₁ en cuanto a su coloración y composición litológica. Solamente se puede destacar que los niveles de Q₁T₂, situada en el dominio de facies conglomeráticas, presentan características algo distintas, como ya se dijo anteriormente. En cuanto a la correlación de los niveles existe la misma problemática. Su cota se sitúa entre los 900 y 880 en la zona al N de Peque y alrededor de la 850 a S.

Terraza (Q₁T₃)

Este nivel se compone de conglomerados polimícticos. Sus cantos son de cuarzo y mucho más escasos de cuarcita. Son de tamaño grava, grava gruesa y muy abundantes los bloques, la matriz es areno-arcillosa de color rojizo a ocre-amarillento.

En la correlación dentro de la Hoja sucede lo mismo que en los casos anteriores, y en la zona de Peque hacia el S el salto con el nivel anterior es pequeño, mientras que al N es más considerable.

Terraza (Q₁T₄)

En ambas zonas este nivel guarda mucho parecido con el superior en todos sus aspectos. No tiene un gran desarrollo y se ven superficies aisladas.

Su cota se encuentra alrededor de los 830, aunque dadas las características mencionadas para la zona puede abarcar distintas cotas en su desarrollo.

Terraza (Q₁T₅)

Esta terraza tiene un marcado desarrollo de las Hojas de Arrabalde y de Micereces de Tera, y en la presente tiene una escasa representación.

Son conglomerados polimícticos de color rojizo. Sus cantos son de cuarzo, fundamentalmente de tamaño grava, grava gruesa y bloques con una matriz areno-arcillosa. Su cota oscila alrededor de los 810 m. de la Hoja.

Terraza (Q₁T₆)

Las características de este nivel son muy parecidas a las del Q₁T₅. Tiene escasa representación en la Hoja y suele situarse inmediatamente en contacto con el aluvial. La diferencia de altura en este nivel es muy escaso.

1.4.2 HOLOCENO, O₂C, O₂Al₁, O₂Al₂, O₂i

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», que ha sido omitida.

Q₂C

Tanto los materiales prehercínicos como los terciarios están afectados por este tipo de recubrimiento.

Se han cartografiado coluviones que afectan al Terciario en aquellos puntos que bien por su resalte topográfico o por su posición respecto a las litologías suprayacentes (terrazas) hacen difícil su observación.

En la mayoría de los casos, aunque su potencia fuera considerable, se ha suprimido su cartografía al mapa, puesto que si no resultaría laboriosa la lectura del mismo.

En las laderas montañosas los depósitos 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.

Aluvial (Q₂Al₁, Q₂Al₂)

Dentro de la Hoja, en los valles de gran desarrollo en los que el encajante 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 cuarcita, menos abundantes se encuentran del «Ollo de Sapo» y de otros cuarzopelíticos. El tamaño de los cantos es muy variable aun en áreas muy reducidas, siendo los más corrientes el de grava y granos gruesos, abundando todos los tamaños inferiores.

Dentro de esto 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.

Anlogas características presenta la llanura de inundación.

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

Cuaternario indiferenciado (Q₂i)

Dentro de la Hoja hay pequeños afloramientos denominados Q₂i, 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, cuarcita, pizarras, todos ellos muy poco evolucionados con una matriz arcilloso-arenosa.

Su colaboración es parduzca, y en ocasiones da tonos ocre amarillentos.

2 TECTONICA

La zona estudiada se halla afectada por una tectónica polifásica de edad Hercínica y probablemente con alguna fase prehercínica.

Al no encontrarse terrenos posilúricos ciertos, estas edades se determinaron por correlación con las zonas más externas del geosinclinal paleozoico, donde la sedimentación es más continua (Zona Cantábrica), así como por su relación con granitos asociados cuya datación radiométrica se conoce en otras áreas geológicas semejantes, Guitiriz y Forgoselos.

Citaremos a continuación las características más importantes de las fases de deformación que se ven en esta Hoja, así como las edades más probables asignadas a las mismas, teniendo en cuenta que algunas de las

fases que aquí describiremos (Fases I y III) están basadas principalmente en observaciones geológicas realizadas por otros autores a escala regional. De esta forma, para la Fase I tenemos en cuenta el trabajo realizado por MARTINEZ GARCIA en 1973, en la zona de Sanabria. Para este autor es difícil establecer su importancia debido a que está casi borrada por la influencia de las fases posteriores, y la define fundamentalmente por criterios microscópicos, a los que luego haremos referencia.

Respecto a la Fase III, la problemática planteada a escala regional es diferente. Según MARTINEZ GARCIA (1973) es una fase de gran intensidad homoaxial de la Fase II, que no da superficies penetrativas, con pliegues de vergencia NE y ejes de orientación NO-SE. Estos pliegues son los más visibles de las sierras Culebra y Cabrera.

Para MARCOS (1973) esta fase III (fase 2 en Asturias occidental) sería la que origina los cabalgamientos como grandes estructuras, ya que los pliegues no sobrepasan la escala métrica.

En la Hoja núm. 269 (Arrabalde) se le asocia el cabalgamiento de Valle del Eria, ARCE DUARTE et al. (1976), que se prolonga hasta Ponferrada según se aprecia en la cartografía de la Hoja núm. 18 (E:1/200.000) 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_I , 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 observan aquí megaestructuras correspondientes a esta fase. A nivel mesoestructural en el borde E de la Hoja se observaron una charnela que parece estar afectada por la esquistosidad principal (que denominaremos S_1) oblicua a ella.

Microscópicamente se comprobó la presencia de unas lineaciones clóriticas afectadas por la esquistosidad principal. Fuera de esta Hoja y dentro de la contigua de Puebla de Sanabria, con un mayor metamorfismo, MARTINEZ GARCIA (1973) describe diversos argumentos meso y sobre todo microscópicos (restos de una esquistosidad y de algunos minerales meta-

mórficos anteriores a la esquistosidad principal S_1) que indicarían su existencia.

Por lo que aquí respecta no disponemos de los suficientes argumentos que avalen con seguridad la realidad de esta fase I, que se correspondería con la asignada como prehercínica por MARTINEZ GARCIA (1973), aunque dejamos abierta la posibilidad de su existencia.

Fase I

Es la fase más importante de la Hoja, tanto a nivel de afloramiento como en representación cartográfica, y da lugar a una esquistosidad de flujo S_1 que es la que generalmente vemos o al menos la más aparente. Esta S_1 orienta de forma neta los minerales micáceos y es la esquistosidad penetrativa de la región.

Los pliegues a que da lugar son isoclinales y de tipo similar en las pizarras y concéntricos en las cuarcitas debido a la diferencia de competencia y cuyo cabeceo (plunge) al NO puede llegar a alcanzar los 30°. Los planos axiales de los mismos tienen una dirección aproximada de 110° a 150° y buzamientos que oscilan de 45° a los 90°. La vergencia es al NE.

Cartográficamente destaca, entre otros, el pliegue anticlinal dibujado por las cuarcitas con cruzianas de Vega del Castillo, de 1,5 km. de envergadura aproximadamente.

A escala menor (meso y microestructural) los pliegues son más numerosos, observándose sobre todo en diversos puntos del camino de Muela de los Caballeros a Vega del Castillo y en algunos tramos del contacto entre las cuarcitas con cruziana y las filitas del Ordovícico Inferior.

Las edades asignadas a esta deformación, según los diversos autores oscilarían desde un Devónico Superior (MARTINEZ GARCIA, 1973), Devónico Inferior a un Carbonífero Medio (MATTE, 1968), en lo que respecta a la zona en cuestión. Para la zona Cantábrica, Carbonífero Medio (DE SITTER, 1965; WAGNER, 1965).

Fase II'

Ya se hizo referencia en la introducción de la Tectónica y discutimos su problemática a nivel regional, ya que en esta zona presenta grandes dificultades de observación.

La edad de esta Fase podría ser intrawestfaliense temprana para MARCOS (1973). En la zona Cantábrica sería Carbonífero Superior, DE SITTER (1965), WAGNER (1965), Carbonífero Medio para zonas similares a ésta, CAPDEVILA, VIALETTE (1970). Para WAGNER y MARTINEZ GARCIA (1974) sería equivalente a la fase palentina, intrawestfaliense.

Pliegues de esta fase se observan claramente en Hojas adyacentes (Arrabalde, Puebla de Sanabria, Micereces de Tera, etc.), donde se puede

apreciar que su vergencia es hacia el NE y que doblan a la esquistosidad de Fase II.

Fase II

Es una fase de desigual intensidad. Se caracteriza sobre todo por dar estructuras de pequeñas dimensiones y manifiesta de una manera evidente una esquistosidad de crenulación S_{II} , ligeramente inclinada hacia el NE ($\approx 20^\circ$ a 40°).

Los pliegues de la fase IV repliegan a la esquistosidad principal S_I y originan una superficie penetrativa S_{II} de fractura o strain-slip, que es la característica fundamental. Las vergencias de estos pliegues son variables, pero más frecuentes al Sur (esto en lo que se refiere al flanco N del anticlinal del Olla de Sapo).

La característica fundamental de esta fase es la de configurar de forma definitiva la gran estructura regional que es el Anticlinal de Sanabria.

Sobre este anticlinal o anticlinorio, MATTE (1968) opina que esta estructura corresponde a un anticlinal de Fase I con numerosos repliegues y a un anticlinal de Fase II de dirección ligeramente oblicua a aquélla. Para MARTINEZ GARCIA (1973) sería un pliegue tumbado o manto de corrimiento de Fase I, replegado por esta Fase II (para las consideraciones sobre la deducción de la existencia de corrimiento véase la Hoja de Arrabalde).

Nosotros también opinamos que esta gran estructura pueda ser un pliegue de Fase I, replegado definitivamente por la Fase II. La dirección del eje de la antifirma tiene un ángulo pequeño con la dirección de los ejes de los pliegues de Fase I.

Fases tardías

Se refieren a deformaciones de pequeña intensidad, que difieren fundamentalmente de las anteriores. Un tipo de éstas, Kinkings, se refieren a superficies de fracturas casi verticales de dirección N o NE, separadas escasos centímetros y que buzcan tanto al N como al S.

Otros autores citan un tipo de deformación de ondulaciones centimétricas de la esquistosidad principal en pliegues concéntricos de tipo kink-folds. Los planos axiales serían ligeramente buzantes al N, MARTINEZ GARCIA (1973). Probablemente esta última fase sea en muchos casos coincidente con la Fase II.

Deformaciones póstumas hercínicas: fracturas

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 sávida y la estáfrica, que dentro de la presente Hoja no se pueden determinar, MABESOONE (1961).

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

Posteriormente, en el Terciario 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).

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 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.

3 HISTORIA GEOLOGICA

La historia geológica de la Hoja comenzaría con la presencia del «Ollo de Sapo», atribuible a la emisión o depósito de rocas volcánicas heterogéneas, las cuales van disminuyendo de tamaño hasta culminar en tipos de materiales, de grano fino, mezclados con ciertos aportes detríticos, todo lo cual es sedimentado en un mar de escasa profundidad y cercano al continente.

En el Ordovícico la cuenca sufre un cambio de sedimentación con deposición de facies más profundas de granulometrías finas (pizarras), y recurrencias litorales (cuarcitas), culminando en este sistema con la disposición de materiales eminentemente litorales (cuarcita armoricana).

Antes de la deposición de los materiales terciarios, los prehercánicos han debido sufrir etapas de fracturación y erosión que se situarían en el Mesozoico, sin poder precisarse la edad de estas deformaciones. Esto da lugar a un fuerte relieve, proporcionando depresiones y cubetas propicias para la deposición de los materiales terciarios.

Debido a la erosión diferencial, las depresiones están proporcionadas

por los núcleos anticlinales en los que se sitúa el «Olla 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 conglomerático que predomina sobre los depósitos pelíticos; también debieron crearse superficies de alteración de gran potencia, que han sufrido poco desplazamiento.

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

Nuevos impulsos dentro del cuaternario debidos a movimientos epigénicos, fracturaciones que afectarían al basamento rígido y basculamientos, que implicaría el encaje de la red actual, que se va instalando siguiendo direcciones debidas posiblemente a las estructuras tectónicas antiguas del basamento y podemos pensar que actúan hasta nuestros días.

Estos impulsos provocan el encaje de la red superponiendo varios niveles de terrazas, en los que a nivel de la Hoja podemos destacar la gran violencia del medio transportando cantos de grandes dimensiones.

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

4 PETROLOGIA

Las diferentes formaciones paleozoicas o más antiguas que afloran en la Hoja de Peque se caracterizan todas por estar afectadas por un metamorfismo regional de grado bajo (WINKLER, 1974) cuyas condiciones apenas rebasan los límites correspondientes a la isograda de la biotita (+). Las rocas muestran diferentes grados de recristalización y de orientación de los minerales aun dentro de un mismo tramo.

4.1 FORMACION DEL «OLLO DE SAPO»

4.1.1 FACIES DE MEGACRISTALES

Bajo esta denominación se engloban un conjunto de rocas de claro origen volcánico que constituyen el tramo más bajo estratigráficamente y que están parcialmente transformadas debido al metamorfismo regional de grado bajo.

Tanto en la escala macroscópica como a la microscópica se puede señalar como carácter más llamativo de esta formación su marcado porfirismo, puesto de manifiesto por la presencia de fenocristales de cuarzo y feldespatos y megacristales de estos últimos minerales. Todas las rocas estudiadas presentan textura blastoporfídica con proporción variable de fenocristales-matriz. Los minerales constituyentes de estas metavulcanitas son cuarzo, plagioclasa ácida, microclina, micas blancas, biotita, esfena, epidota, minerales opacos, apatito, circón y, accidentalmente, turmalina y calcita.

Los fenocristales de cuarzo tienen forma preferentemente redondeada, que pasa a ser elipsoidal cuando aumenta el grado de recristalización y orientación de la matriz. El tamaño oscila entre 0,1 mm. y 2 ó 3 cm. de diámetro. Con frecuencia se observan numerosos golfos de corrosión en los bordes de los cristales que refuerzan más aún la teoría del origen ígneo de esta formación. Muchos fenocristales incluyen inclusiones de pequeñas plagioclasas y de diminutos agregados sericíticos de forma redondeada. No es raro encontrarse cuarzos explosionados, algunos de ellos con relleno posterior por el mismo mineral acompañado de pequeñas turmalinas.

Las plagioclasas pueden aparecer tanto en cristales de reducidas dimensiones, formando la matriz, como en megacristales de varios centímetros de tamaño. Los tipos de maclas más frecuentes son según albita karlsbad o en damero. Los fenómenos de sericitización y de formación de pequeñas epidotas son bastante frecuentes. En cuanto al idiomorfismo de los cristales, varía desde muy acentuado a nulo con todos los términos intermedios. En el primer caso las plagioclasas se suelen agrupar, dando a la roca un carácter glomeruloporfídico.

El feldespato potásico se puede presentar indistintamente en venillas, en diminutos granos en la matriz o en forma de fenocristales. En este último caso se puede ver siempre claramente que se ha formado por un fenómeno de reemplazamiento de la plagioclasa, de la cual siempre quedan numerosos restos, debido a un proceso tardímagmático o, más probablemente, a fenómenos metasomáticos ligados con el metamorfismo regional.

La matriz está salpicada de agregados sericíticos o biotíticos de unos

3 mm. de tamaño medio, cuyo origen no queda claro. Los primeros están constituidos por diminutas micas blancas acompañadas de algún grano de epidota o esfena. En algunas rocas el agregado adopta una clara forma prismática, con contornos netamente definidos, que hacen pensar en que se trata de una pseudomorfosis premetamórfica de algún mineral magmático. Pero lo más común es que se presenten con forma alargada según la esquistosidad y con orientación neta de todas las micas. A veces se observan micropliegues e incluso una tenue crenulación que afecta únicamente al conjunto pseudomorfo y no al resto de la roca. Los ejes de los pliegues son siempre perpendiculares a la esquistosidad más aparente.

Los agregados biotíticos se encuentran también en elevado número, pero con una morfología completamente diferente. En primer lugar las láminas de biotita son mucho mayores, con un tamaño medio de 0,5 a 1 mm. El agregado puede tener forma alargada según la esquistosidad de la roca, pero la disposición de las láminas biotíticas es siempre diablastica y se encuentran salpicadas de numerosos granos de esfena, epidota, ilmenita, apatito y plagioclasas. Sobre su origen se piensa que puede ser a partir de la pseudomorfosis posmetamórfica de un mineral máfico y menos probablemente que se trate de gabarros o de enclaves.

La matriz puede estar en la misma proporción que los fenocristales, ser dominante o subordinada, pero estos dos últimos casos no son nunca extremos. El tamaño de grano oscila entre muy fino y moderadamente fino. El bandeado de lechos cuarzo-micáceos o micáceos es también variable, como asimismo el grado de recristalización general, si bien se encuentra dentro de unos límites bajos. Si este último está acentuado se observa una orientación neta de las micas, según una dirección bien definida, mientras que si es bajo, los filo-silicatos se disponen según dos direcciones entrecruzadas poco marcadas. La composición de la matriz es cuarzo-moscovítica con pequeñas cantidades de biotita, plagioclasa y, menos comúnmente, microclina. Pueden aparecer agregados de pequeños granos de calcita de mayor tamaño que los cuarzos de la matriz, que no siempre se relacionan con los fenocristales de plagioclasa.

En cuanto a la intensidad de los fenómenos de feldespatización o de recristalización de las rocas, no se ha observado relación ni con la situación estratigráfica ni con la posición estructural actual.

Finalmente se puede añadir que el origen a partir de rocas ígneas porfídicas queda claro por la forma de los fenocristales de cuarzo y plagioclasas, para los que no se puede pensar ni en un origen detrítico ni en un crecimiento metamórfico.

En cuanto a la naturaleza de las rocas magmáticas, es difícil precisar debido a los cambios sufridos durante el metamorfismo. Se puede decir que es a partir de una roca porfídica rica en cuarzo, plagioclasas y máficas. Podría pensarse en materiales de tipo dacítico, pero las plagioclasas,

si bien han podido albitizarse parcialmente, no debieron ser ricas anteriormente en anortita, como lo prueba la escasez de epidota y de calcita que se forma a partir de ellas. Sería más probable pensar en rocas de tipo queratofidico, con todas las reservas que implica el grado de transformación en que se encuentran actualmente.

4.1.2 FACIES MIXTAS

Se trata de una serie volcanosedimentaria aparentemente relacionada con la facies de megacrístales.

Desde el punto de vista petrográfico se puede dividir esta formación en dos grandes grupos, denominados esquistos porfiroides y metareniscas.

Los esquistos porfiroides muestran notables similitudes con las metavulcanitas del apartado anterior. La mineralogía es cuantitativamente idéntica e igualmente el grado de recristalización y orientación de los minerales. Las principales diferencias estriban en los siguientes caracteres:

- a) Los fenocristales son mucho más pequeños y escasos que en las metavulcanitas.
- b) Los feldspatos aparecen en escasa proporción o están ausentes.
- c) Los agregados biotíticos son mucho más numerosos, grandes y alargados, si bien siguen conservando la disposición diablastica los cristales que los constituyen.
- d) La matriz es siempre muy dominante respecto a los fenocristales.

No se observan residuos minerales ni agregados a los que se pueda atribuir un origen detrítico.

El grupo de metareniscas (a veces metamicroconglomerados) se presenta al microscopio formado por cantos de cuarzo, escasos fragmentos de roca y abundante matriz de composición variable. Los granos de cuarzo alcanzan unos 5 mm. de tamaño máximo y tienen forma redondeada o elipsoidal, presentándose en este caso todos los cuarzoes orientados según la dimensión mayor.

Algunos cuarzoes conservan restos de golfos de corrosión e inclusiones sericíticas redondeadas tal y como se observan en las facies de metavulcanitas, por lo que se puede pensar que éstas hayan sido un área madre, por lo menos importante, de las facies mixtas.

Los fragmentos de roca son muy escasos y de menor tamaño que los clastos de cuarzo, además de presentar bordes menos suavizados. Se trata de unas cuarcitas micáceas de grano muy fino y algo orientadas.

La matriz es cuarzo-micácea de grano fino y con carácter granolepidoblástico. Entre los accesorios menores se encuentran circón, leucoxeno y alguna turmalina. Con frecuencia puede la matriz estar plegada o consti-

tuida casi exclusivamente por cuarzo. En algunas muestras se observa una impregnación ferruginosa importante.

4.2 FILITAS Y ESQUISTOS

Están formados por cantidades variables de cuarzo, moscovita, biotita (clorita) y grafito, acompañados de otros minerales de aparición accidental, como es el cloritoide, y de accesorios menores tales como el circón, turmalina, leucoxeno y apatito.

El grado de recristalización, orientación y bandeado mineralógico oscila desde poco acentuado a bien definido.

Las micas y el cuarzo son de grano fino. Las primeras determinan la esquistosidad y suelen impregnarse de grafito. Con frecuencia se observa un bandeado de cuarzo y micas que pone de manifiesto una S_2 más aparente que la S_1 aplastado por ella, visible esta última en forma de micro-litos micáceos sigmoides dispuestos en los lechos más cuarcíticos. En ocasiones la S_2 llega a ser de tipo crenulación.

Casi siempre hay pequeños blastos elipsoidales de clorita preesquistosa, tanto respecto a la S_1 como a la S_2 , y que probablemente se corresponden con una esquistosidad más antigua.

El cloritoide es un mineral de aparición no excesivamente frecuente. Se presenta en pequeños cristales prismáticos tardíos a la esquistosidad principal maclados, a veces en rosetas, incoloros o ligeramente coloreados en verde y pleocroicos. También se ha encontrado un cloritoide probablemente preesquistoso, originado en la misma fase que los blastos elipsoidales de la clorita anteriormente mencionada.

4.3 CUARCITAS CON CRUZIANA

Se trata de unas cuarcitas bastante puras, que presentan unos caracteres petrográficos monótonos. El cuarzo es siempre de grano fino, equidimensional o ligeramente alargado. Los cristales muestran siempre fuerte extinción ondulante y bordes indentados o suturados.

Las micas no suelen sobrepasar el 5 por 100 de la roca y la moscovita es la más abundante. La biotita parece ser heredada y está parcial o totalmente cloritizada. Las dos micas suelen adoptar disposición lepidoblástica, esbozando una esquistosidad que nunca queda bien definida. Normalmente no constituyen lechos sino que se presentan en forma de laminillas aisladas.

Un aspecto muy llamativo es la abundancia de minerales pesados que pueden incluso sobrepasar el 2 por 100. Se trata de granos generalmente heredados del circón, turmalina, minerales opacos, leucoxeno y, menos comúnmente, apatito y rutilo.

4.4 METAVULCANITAS

Tanto a la escala macroscópica como a la microscópica exhiben unos caracteres que evocan los de las metavulcanitas de la formación «Olo de Sapo». No obstante, se trata de rocas diferentes, si bien pueden estar relacionadas, lo cual confirmaría que esta región ha sido activa durante dilatados períodos de tiempo.

Presentan también carácter porfídico y están afectadas por un metamorfismo incipiente que recristaliza y orienta muy tenuamente la matriz.

Los fenocristales son de cuarzo y de plagioclasas. Ambos suelen ser redondeados o muy ligeramente ovoides y orientados. Las plagioclasas están parcial o totalmente sericitizadas, principalmente en el núcleo, y conservan vestigios visibles de una antigua zonación. En algunas de ellas se observa una pseudomorfosis parcial por carbonatos. Hay que añadir además que en ningún caso se han encontrado megacristales, si bien existen en el yacimiento, y que los tamaños máximos oscilan alrededor de los 5 mm.

La matriz es de grano fino a extremadamente fino. Está constituida por pequeños granos de cuarzo, diminutas micas blancas y escasas biotitas que generalmente están cloritizadas. Son frecuentes los lechos de carbonatos y también los bandeados mineralógicos de cuarzo o micas. Entre los accesorios menores se encuentran numerosos minerales opacos y granos muy dispersos de apatito o circón.

Como caracteres distintivos, respecto a las metavulcanitas de la formación «Olo de Sapo», se pueden mencionar los siguientes puntos:

- a) Los fenocristales parecen ser microscópicamente más escasos y pequeños.
- b) Hay ausencia de microclina, epidota y esfena.
- c) El grado de orientación y de cristalización de los minerales es notablemente menor.
- d) La biotita es mucho más escasa y además no forma los agregados diablásticos tan característicos.
- e) Los carbonatos son mucho más abundantes, tanto en pequeños agregados como en filoncillos o en pseudomorfosis de plagioclasas.

4.5 CUARCITAS ARMORICANAS

Mineralógicamente y texturalmente no se encuentran diferencias apreciables respecto a las cuarcitas con cruzianas. Únicamente puede señalarse, con reservas, que el grado de orientación de los minerales es ligeramente mayor y que las micas pueden llegar a constituir lechos continuos.

5 GEOLOGIA ECONOMICA

5.1 MINERIA Y CANTERAS

En la Hoja estudiada no hay ninguna explotación minera en actividad, aunque sí existen pequeñas minas e indicios de hierro, actualmente abandonados, y un permiso de investigación para cuarzo.

Los indicios de hierro denominados Minas de Lloidal y Peña Caballo se encuentran en los Términos Municipales de Vega del Castillo y Letrillas, respectivamente. Al primero de éstos se llega por un camino que parte desde el pueblo de Vega del Castillo.

Se trata de filones de cuarzo concordantes en las pizarras del Ordovícico con oligisto, limonita y piritita. Existen tres pozos muy próximos entre sí.

Los otros indicios de Peña Caballo consisten en un pequeño filón de óxidos de hierro dentro de los esquistos. En él se excavaron calcatas para seguir el filón de dirección N 30° E y buzamiento 40° S.

El permiso de investigación para cuarzo, denominado Yolanda y Javier, se encuentran en los Términos Municipales de Villarejo y Rosinos.

Las canteras son muy escasas y todas ellas abandonadas. Se hizo extracción de pizarras en las proximidades de Muelas de los Caballeros, en el Fenal y cerca de Villarejo de la Sierra, en el lugar denominado Pradomoro. La primera de las citadas se abandonó por la presencia clara de dos esquistosidades, lo que implicaba una rotura frecuente, y la segunda por la fuerte presencia de sulfuros (piritas). Eran los materiales de baja calidad y de uso local.

También y localmente se explotaron algunas terrazas de gravas para cimentaciones y obras públicas en general.

Puede ser aprovechable con estos fines de obras públicas por la escasa alteración de los afloramientos la explotación del «Ollo de Sapo», sobre todo si se tiene en cuenta la facilidad de comunicaciones de la Hoja.

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, indispensables para la preparación de programas de investi-

gación ambiciosos, cuyo fin será determinar los recursos de aguas subterráneas de la cuenca, las zonas apropiadas de explotación, los métodos y régimen apropiado de explotación. Se centró el interés, en primer lugar, en 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 aguas. 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 han obtenido los primeros valores de transmisibilidad y coeficientes 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, PORRAS MARTIN (1973).

•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 cuenta, 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 éstas 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, ya 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 de esta Hoja son altas, con unos mínimos en las regiones más orientales del orden de los 620 mm., para ir aumentando hacia el O y alcanzar en las zonas más occidentales los 900 mm. aproximadamente.

La evapotranspiración es baja, y se puede estimar del orden del 50 al 60 por 100 de la pluviometría, quedando un remanente de lluvia útil, que oscila entre los 150 mm. y los 400 mm. aproximadamente, teniendo los valores más bajos en las regiones orientales, y por contra los altos en las occidentales.

La unidad hidrogeológica más importante son las formaciones terciarias, de cuyo mecanismo de recarga y circulación ya hemos hablado anteriormente. Aunque no se conocen datos de sondeos en esta unidad, la potencia total debe de estimarse del orden de los 50-60 m., hecho éste que podría permitir el alumbrar caudales moderados. Estos acuíferos, al menos en las zonas más orientales, deben de ser surgentes, apoyándonos en datos obtenidos en la contigua Hoja de Arrabalde.

Los aluviales, hidrogeológicamente tienen una menor importancia, pues aunque tienen una fuerte recarga su escaso y poco desarrollo sólo hacen aconsejable su explotación en pequeños abastecimientos.

Los materiales paleozoicos tampoco tienen un gran interés y sólo las cuarcitas, por el hecho de estar fuertemente fracturadas, presentan algún interés, siendo sobre todo interesante la zona con fuerte recubrimiento coluvionar a favor de pendientes.

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, CSIC, Madrid.
- ARCE DUARTE, J. M.; ESTEVEZ GONZALEZ, C., y PEREZ ROJAS, A. (1970).—«Mapa geológico y Memoria explicativa de la Hoja núm. 269 [12-12], Arrabalde». *Publicaciones del IGME* (en prensa).
- BERGOUNIOUX, F., y CROUZEL, F. (1958).—«Les mastodontes de l'Espagne». *Est. Geol.*, vol. XIV, pp. 223-369, Inst. «Lucas Mallada», CSIC, Madrid.
- CAPDEVILA, R. (1969).—«Le Metamorphisme regional progressif et les gra-

- nites dans le segment hercynien de Galice Nord-Orientale (NW de l'Espagne)». *These doctoral Université de Montpellier*.
- CAPDEVILA, R., y VALETTE, I. (1965).—«Premieres mesures d'age absolu effectuées par la methode du strontium sur les granites et micaschistes de la province de Lugo (Nord-Ouest de l'Espagne)». *C. R. Acad. Sc. Paris*, 260, pp. 6, 13-36.
- ESPEJO, R.; TORRENT, J., y ROQUERO DE LABURU, C. (1973).—«Contribución a la caracterización de niveles superiores de terrazas fluviales en ríos españoles». *Bol. Real. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*, tomo 71, núms. 3-4, pp. 231-236.
- IGME (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).—«Mapa hidrogeológico de España a escala 1/1.000.000 y Mapa de Síntesis de acuíferos».
- «Inventario de puntos de aguas de la cuenca del Duero». *Archivo Central de la División de Aguas Subterráneas del IGME*.
- LOTZE, F. (1945).—«Observaciones respecto a la división de los variscides de la Meseta Ibérica». *Traducido por J. M. Ríos, Pub. Extr. Geol. España*, tomo V, pp. 149-166, Madrid (1950).
- MABESOOONE, J. M. (1961).—«La sedimentación terciaria y cuaternaria de una parte de la cuenca del Duero (provincia de Palencia)». *Estudios Geológicos*, vol. XVIII, núm. 2, Inst. «Lucas Mallada», CSIC, Madrid.
- MARCOS, A. (1973).—«Las series del Paleozoico inferior y la estructura Herciniana del occidente de Asturias (NW de España)». *Trabajos de geología*, número 6, Fac. de Ciencias. Univ. de Oviedo.
- MARTINEZ GARCIA, E. (1973).—«Deformación y metamorfismo en la zona de Sanabria». (*Separata de Studia geologica*, 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*, t. 44, pp. 1-127.
- PORRAS MARTIN, J. (1973).—«Estudio hidrogeológico de la cuenca del Duero». *Boletín IGME*, t. LXXXIV.
- SITTER, L. U. de (1965).—«Hercynian and alpine orogenies in Northern Spain». *Geol. en Mijub*, 11, pp. 373-383.
- VARIOS AUTORES (1971).—«Mapa geológico de España E. 1:200.000. Síntesis de la Cartografía existente. Ponferrada». *Publicaciones del IGME*.
- WALTER, R. (1965).—«Die unterschiedliche entwicklung des AltPaleozoikumns ostlich und Westlich des kristallim von Vivero-Lugo (Nordwest Spanien)». *N. Jb. Geol. Palaont.*, Mh. 12, pp. 740-753.
- WAGNER, R. M., y MARTINEZ GARCIA, E. (1974).—«Geosynclinal folding phases and foreland movements in Nordwest Spain». *Stud. Geol.*, VIII, Salamanca.

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



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA