IGME

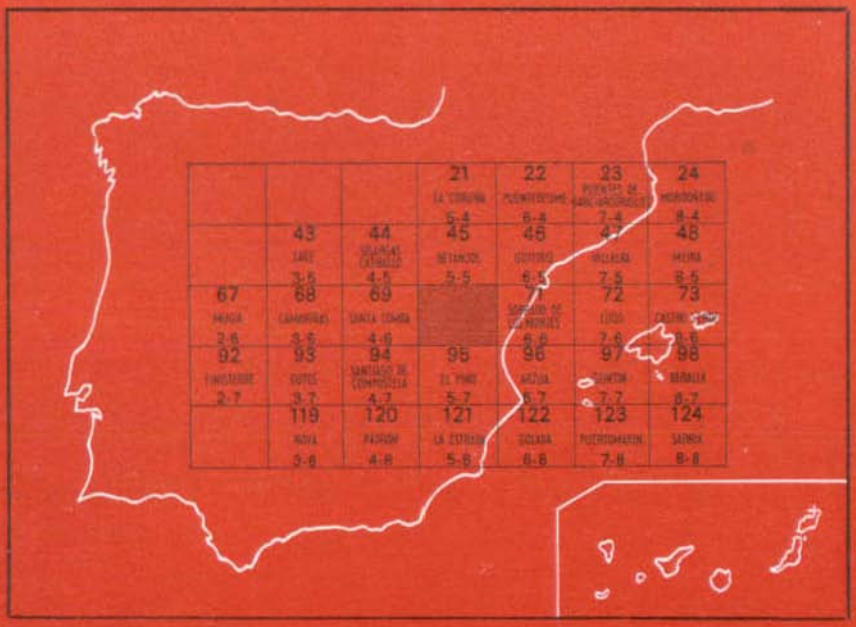
70
5-6

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

ORDENES

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

ORDENES

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por T. C. R., S. A., bajo normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido en las mismas los siguientes Técnicos Superiores:

En *Geología de campo y gabinete:* J. Hernández Urroz y J. Divar Rodríguez.

Del *Departamento de Geomorfología y Geotectónica de la Universidad de Salamanca:* M. A. Díez Balda y J. R. Martínez Catalán.

En *Petrología:* F. Bellido Mulas, J. L. Barrera Morate y C. Casquet Martín.

Asesoramiento: J. D. Hilgen (Universidad de Leiden).

Dirección y Coordinación: J. Hernández Urroz.

Supervisión de estudios petrográficos: Casilda Ruiz García, IGME.

Supervisión general del Proyecto: Argimiro Huerga Rodríguez, IGME.

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 - 38.177 - 1981

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

0 INTRODUCCION

0.1 SITUACION

La Hoja núm. 05-06, ORDENES, del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000, se encuentra situada en el centro de la provincia de La Coruña, y viene delimitada por las coordenadas geográficas siguientes: 8° 11' 10,5" y 8° 31' 10,6" de longitud Oeste (Greenwich) y 43° 00' 04,4" y 43° 10' 04,3" de longitud Norte.

Orográficamente la superficie de la Hoja puede ser considerada como una zona casi plana, con formas alomadas y suaves pendientes, salvo en el tercio Nororiental, en donde localmente existen algunas formas abruptas.

La altitud máxima es de 500 metros, cota alcanzada en la esquina Noroccidental y que se debe al macizo granodiorítico de La Coruña, siendo la mínima algo inferior a los 140 metros en el valle del río Mero.

A pesar de la suavidad de las formas y del poco relieve existente, se diferencian claramente dos cuencas hidrográficas, la del citado río Mero, que vierte sus aguas en las Rías Altas, y la del Tambre, que lo hace en las Bajas.

Los materiales que se hallan representados en la Hoja pertenecen a la «Serie de Ordenes» formada, fundamentalmente, por una sucesión monótona de esquistos y grauwackas que abarca, probablemente, desde el Precámbrico alto hasta el Cámbrico Inferior.

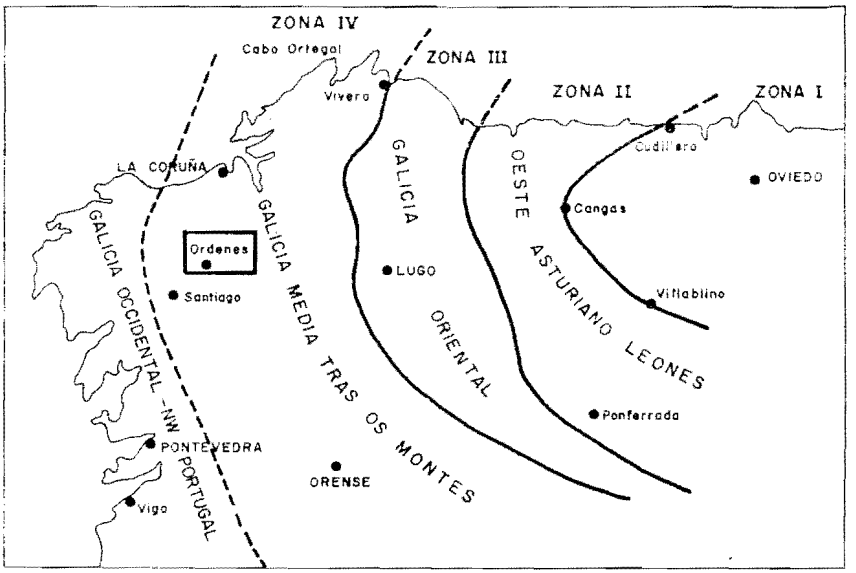


Figura 0.1.—Las distintas zonas paleogeográficas del Noroeste de la Península Ibérica. (Según MATTE, Ph., 1968)

Merece la pena destacar la presencia en el cuadrante Suroccidental de una zona con gran número de inyecciones graníticas entre los esquistos citados, así como el afloramiento granítico del Noroeste correspondiente al macizo granodiorítico de La Coruña.

Existen, además, unas pequeñas cuencas terciarias rellenas de materiales detríticos finos, y diversos materiales cuaternarios repartidos por toda la Hoja.

Desde el punto de vista paleogeográfico los terrenos de la Hoja se incluyen en la zona IV, «Galicia Media-Tras Os Montes», definida por MATTE en 1968 (fig. 0.1).

0.2 ANTECEDENTES GENERALES

Las primeras referencias existentes sobre la geología del Noroeste de la Península son de carácter muy general y se remontan a los trabajos realizados por SCHULZ en 1835, con la publicación de su mapa petrográfico de Galicia; BARROIS (1882), con el establecimiento de las bases estratigráficas, y HERNANDEZ SAMPELAYO (1942), con un mapa geológico de Galicia.

Más recientemente, las publicaciones de LOTZE (1956, 1957 y 1966) sobre la división en zonas del Hercínico de la Península y sus trabajos sobre el Precámbrico y Cámbrico de España, y los trabajos de PARGA PONDAL (1956, 1958, 1960, 1963, 1964 y 1976), en particular sus mapas geológicos de Galicia, y sobre todo el 1:500.000 publicado bajo su dirección en 1967, según los acuerdos tomados en la I Reunión sobre Geología de Galicia y del Norte de Portugal de 1965.

Desde 1954, y de forma continua hasta hace poco, han venido trabajando geólogos holandeses de la escuela de Leiden bajo la dirección de los profesores DE ROEVER (1956-1958), DE SITTER (1955-1957) y desde 1959 E. DEN TEX.

Con ellos se ha potenciado notablemente el conocimiento geológico de Galicia, y aunque en los trabajos que han dirigido no se estudia directamente la zona que nos ocupa, sí permiten su mejor conocimiento dentro del marco geológico regional.

Entre estos trabajos, los que se refieren de forma más directa a nuestra Hoja son los de A. VAN ZUUREN (1969), PRADE (1964), MONSELS (1975) y BERJ (1976), en particular estos dos últimos, que estudian concretamente una parte del borde SO de la Hoja.

Sobre tectónica regional están los trabajos de MATTE (1968), y sobre el metamorfismo y los granitos los de CAPDEVILA (1969).

En cuanto a lo que se refiere a los materiales terciarios que afloran en la Hoja, son importantes a escala regional los trabajos de MEDUS (1963, 1965), NONN (1963, 1966 y 1967) y BRELL PARLADE (1972, 1974), así como la tesis de MALDONADO ZAMORA (1977) sobre los depósitos terciarios de la Hoja.

Debe agradecerse a la Empresa Lignitos de Meirama, S. A., la cesión de datos inéditos, referentes fundamentalmente a la cuenca de Juanceda.

Se han usado también, para la confección de la presente Memoria, las Hojas del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000 (primera serie) de Betanzos (núm. 45), Santa Comba (núm. 69) y Ordenes (núm. 70), de la Síntesis Geológica a escala 1:200.000; las Hojas números 7 (Santiago de Compostela) y 8 (Lugo), y de las Hojas del Plan MAGNA, las de La Coruña (núm. 21), Puentedeume (núm. 22), Puentes de García Rodríguez (núm. 23), El Pino (núm. 95) y Arzúa (núm. 96).

1 ESTRATIGRAFIA

Las rocas que afloran en esta Hoja pueden dividirse en tres grupos. Por una parte, los metasedimentos que constituyen la «serie de Ordenes», de origen detrítico y arcilloso metamorfizados durante el Hercínico; por otra parte, las rocas plutónicas ácidas y básicas que intruyen en las ante-

riores y están afectadas variablemente por la deformación y el metamorfismo regional según la cronología de su emplazamiento, y por último, los terrenos terciarios y cuaternarios.

1.1 SERIE DE ORDENES (PC-CA)

Esta serie, estudiada anteriormente dentro del contexto regional por P. PONDAL et al (1961), DEN TEX (1966), KONING (1966), WARNAARS (1967), VAN ZUUREN (1969), HUBREGSTE (1970), y últimamente con gran detalle por los autores de la Hoja núm. 05-04, La Coruña, Plan MAGNA, está caracterizada dentro de la Hoja por la presencia de rocas de composición pelítico-grauváquica con intercalaciones esporádicas margosas (esquistos, esquistos micáceos y esquistos cuarzofeldespáticos).

El recubrimiento casi constante y la mala calidad de los afloramientos, debida a la intensa alteración que puede alcanzar los 8 metros en algunos puntos comprobados en trincheras de la autopista del Atlántico, unidos a la intensidad del metamorfismo, han impedido la obtención de una serie más o menos completa; sin embargo, en la Hoja antes citada se puede hacer un corte muy interesante por la costa que resuelve gran parte de los problemas estratigráficos y estructurales de la serie.

En el interior sólo pueden conseguirse series parciales, con las que difícilmente se llega a confeccionar una columna de carácter general.

Según los autores de esa Hoja, es una serie potente de 2 a 3.000 metros como mínimo, cuya característica principal es la alternancia rítmica de pelitas y grauvacas, a veces líticas, en bancos de potencia variable, algunos de más de 2 metros. Hacia el techo dan bancos métricos de conglomerados y a veces vulcanitas ácidas.

Es característica dentro de la serie la existencia de lentejones de anfibolitas poco potentes que corresponderían a niveles margosos.

Observan también en ese corte granoclasificación sistemática y muchas estructuras sedimentarias que posibilitan el conocimiento de la polaridad estratigráfica.

Al muro, de características más pelíticas, existe un nivel guía de ftanitas y esquistos grafitosos de 10 a 20 m. de potencia.

A lo largo de la serie se encuentran diques de doleritas que cruzan la estratificación, transformadas en anfibolitas masivas.

Localmente (cuadrante NE) se ha observado algún criterio de polaridad —grano selección—, pero no los suficientes para poder deducir estructuras de Fase 1 (gran pliegue tumbado de varios kilómetros de longitud en la ya citada Hoja de La Coruña); además, la S_0 y la S_1 se encuentran enmascaradas por la esquistosidad de la Fase 2 hercínica que produce las estructuras cartografiables en la Hoja.

La edad de esta formación es dudosa, pues no se han encontrado restos fósiles que permitan datarla con exactitud.

Para DEN TEX (1966) y FLOOR (1965) sería precámbrica. Sin embargo, el carácter intrusivo del ortogneis de Mellid en esta serie, hecho comprobado en la Hoja 06-06 Sobrado, que según las últimas dataciones (VAN CALSTEREN, 1977) tendría una edad de 409 ± 24 m.a., lo que le situaría en el Silúrico, nos permite pensar que su techo alcanzaría como máximo el Ordovícico.

No obstante, el ortogneis sería una intrusión mesocrustal y por tanto debía tener por encima de donde se emplazó una potente serie sedimentaria.

Basándonos en eso y además por la similitud de facies con series parecidas del PC alto de la península (complejo esquisto-grauváquico, Serie de Villalba y Pizarras del Narcea), se le puede suponer una edad PC alto, llegando a alcanzar el Cámbrico.

Por todo ello, los autores de esta Hoja nos inclinamos a atribuirle una edad PC-CA.

Desde el punto de vista estratigráfico se encuentra sobre las metabasitas del Macizo de Santiago (Hoja núm. 05-07, El Pino, del Plan MAGNA, 1976).

Para su estudio dividiremos estos metasedimentos en metapelitas, metasamitas y paraanfibolitas.

1.1.1 METAPELITAS

Casi de manera general, son filitas en grado bajo de metamorfismo (cl) y esquistos de grado medio (Bi + Gr), diferenciables por el grado de recristalización, que se encuentran repartidas a lo largo y ancho de toda la Hoja.

La paragénesis metamórfica más común de las filitas es:

Q + Mos (sericita) + Cl ± Bi ± Gr ± Pl.

Como minerales accesorios llevan: Op + Cir + Ap + Esf + Turm + Grafito (poco). Las intercalaciones de derivación margosa incluyen abundantes cristales pequeños de clinozoisita-epidota. Ocasionalmente, se han encontrado filitas compuestas casi exclusivamente por clorita y algo de plagioclasa. Dentro de estas rocas se encuentran niveles de microestratificación más cuarcíferos, que les dan un carácter cuarzofilítico en tránsito a las metasamitas.

Los esquistos se localizan en las áreas más profundas desde un punto de vista estructural (núcleo de las antiformas). Muestran con claridad una esquistosidad predominante. Su naturaleza pelítica suele estar intermezclada con pequeños niveles más detríticos y margosos (anfibolitas). La paragénesis principal más común es:

Q + Pl + Mos + Bi ± Granate ± Clorita.

Como accesorios están: Circón + rutilo + leucoxeno + ilmenita + apatito + turmalina ± grafito.

Dentro de este grupo se incluyen los niveles diferenciados dentro del ámbito de la Hoja, en el Precámbrico-Cámbrico.

— El primer tipo está formado por uno o varios niveles (no se ha podido determinar) de filitas o esquistos de color verde claro o verde intenso (f), muy típicas, a veces laminadas, que pueden seguirse con cierta facilidad en el campo y sobre el que existen numerosas canteras por ser un tipo de roca que se usaba para los hornos y como piedra de construcción.

  Ocupan generalmente zonas de resalte y marcan una sinforma de Fase 2 rota por la falla de Meirama, en el cuadrante Nororiental de la Hoja.

  La potencia oscila desde los 10 metros vistos, reconocidos en algunas canteras, aunque esto pueda ser debido a la falta de afloramiento continuo, a los casi 50 metros en la cantera de Mesía (1), en donde se aprecian que además de las filitas existen niveles más detríticos, también muy característicos con los mismos colores verdes. Estos tramos grauváquicos se han observado casi siempre que la calidad del afloramiento lo permitía, por lo que se supone que sean muy constantes. El tránsito entre uno y otro tipo es en todo caso gradual.

  Mineralógicamente, estas filitas tienen un contenido elevado en cuarzo y son ricas en clorita y moscovita. Presentan como accesorios óxidos de hierro, calcita, apatito, turmalina, circón y biotita.

— El segundo tipo diferenciado lo constituyen unos niveles de esquistos grafitosos de color negro concordantes con la esquistosidad regional, y cuya potencia varía entre medio y unos 10 metros.

  Por encontrarse distribuidos a lo largo de toda la serie, no parece tratarse de un único nivel, ni corresponder a los niveles próximos a la base que se citan en la Memoria de la Hoja de La Coruña.

1.1.2 METASAMITAS

Se encuentran intercaladas en toda la columna estratigráfica y son de procedencia grauváquica y subgrauváquica. La paragénesis principal es:

Q + Pl + Mos ± Cl ± Bi ± Gr.

En algunas ocasiones se han visto dentro de estas rocas fragmentos de «chert» y posibles microgranitos o rocas volcánicas, así como clastos policristalinos plagioclásicos.

---

(1) Mesía: X = 226.750; Y = 955.200.

1.1.3 PARAANFIBOLITAS

Se encuentran interestratificadas entre los esquistos en la zona sur de la Hoja —canteras de Mijoy (1)—. Son lentejones discontinuos, con potencias que varían de los 10 cm. a los 2 metros.

Siempre se distribuyen en la zona de grado medio (Bi ± Gr) y son el equivalente de las intercalaciones margosas que en grado bajo dan clinozoisita ± epidota.

Su mineralogía fundamental es:

Q + Anf + Plag ± Bi ± Gr.

Como accesorios llevan: Op + Ap + rutilo + esfena + clinozoisita.

Los minerales secundarios son: clorita de Bi, Anf y Gr, la uralita del Anf y saussuritización de la plagioclasa. El anfíbol es una hornblenda verde algo azulada con hábitos prismáticos rectangulares.

Estas rocas muestran una fábrica que varía de granuda a nematoblástica (una sola filiación) y con microbandeado composicional.

Deben proceder de sedimentos calcomagnesianos metamorfizados.

1.2 TERCIARIO

En la Hoja afloran dos tipos de depósitos sedimentarios continentales de edad terciaria. Los más importantes se alinean sobre la gran fractura que corta la Hoja en dirección NO-SE y son de edad neógena. Existe también otro pequeño afloramiento, que aunque tiene una morfología relativamente similar, por su composición y litología diferentes se ha considerado, sin pruebas paleontológicas, como Plio-Cuaternario.

1.2.1 NEOGENO (T^{B}_{c1-2})

Este subsistema agrupa a las cuencas de Visantoña y Juanceda, las cuales se desarrollan sobre cubetas tipo graben y funcionan de forma endorreica independiente.

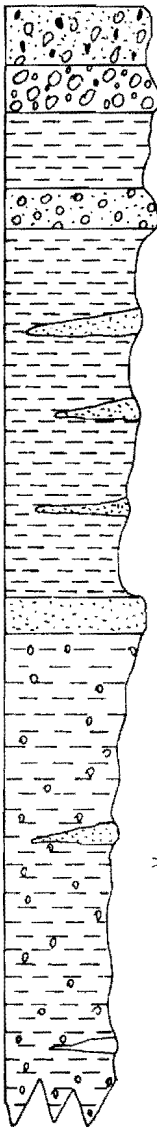
1.2.1.1 **Cuenca de Visantoña**

Ocupa un pequeño y estrecho valle, alargado en dirección N-125° E, con una altitud media de 345 metros sobre el nivel del mar y una extensión aproximada de 70 hectáreas.

Es un depósito fundamentalmente arcilloso, que por su impermeabilidad hace que el valle esté encharcado la mayor parte del año, y que se formen

(1) Mijoy: X = 220.500; Y = 443.150.

COLUMNA DEDUCIDA DE LA CUENCA DE VISANTOÑA
Escala 1:100



Suelo vegetal

Arenas gruesas con cantos, materia orgánica (turbera) y matriz arcillosa

Arcillas azules con arena fina y tonos de alternación verde-amarillenta

Conglomerado de cantos de cuarzo de media 1,5 cm. y matriz arcillo arenosa

Arcillas azules con set de arenas finas intercalados, de 10 a 20 cm. de potencia

Nivel de arenas finas de caracter lentejonar

Arcillas verdosas con pequeños cantos de cuarzo subredondeados poco abundantes y algún lentejón de arena fina intercalado.

COLUMNA 1.2.1.1

pequeñas lagunas en el fondo de la cantera en el existente, para abastecer a la fábrica de ladrillos enclavada en el kilómetro 7,700 de la carretera de las Traviesas. De los cortes efectuados en los pequeños taludes del arroyo y en los frentes de explotación se deduce la siguiente columna (columna 1.2.1.1) para los tramos más altos de estos sedimentos.

En total no se han podido observar más que los 15 primeros metros de serie, aunque por criterios geomorfológicos y estructurales se puede pensar que la subsidencia del valle, y por ello la potencia máxima de los depósitos terciarios, debe ser de unos 60 metros (MALDONADO, 1977).

Estos niveles más superficiales son estériles en cuanto a la presencia de lignitos, pero por comparación con las demás cuencas implantadas sobre esta misma fractura es muy posible que existan niveles lignitíferos en profundidad.

Posteriormente a la deposición de estos sedimentos ha existido un último movimiento, dado que actualmente presentan un buzamiento entre 20° y 25° al NE.

Las granulometrías efectuadas a los niveles arenosos y conglomeráticos muestran que son sedimentos mal clasificados, que tienden hacia el pico de Arenas, del orden del 55 al 60 por 100, con alrededor del 20 por 100 de gravas y un 20 a 25 por 100 de matriz arcillosa. Su mala clasificación parece indicar un medio de sedimentación tranquilo con baja velocidad en el transporte y siendo éste no muy largo, pues los cantos de cuarzo no están muy trabajados.

En el estudio mineralógico de la fracción ligera comprendida entre 0,50 y 0,062 mm. se ve que está formada principalmente por cuarzo, del 95 al 99 por 100, de color blanco, brillantes y transparentes, de subangulosos a subredondeados. También aparecen feldespatos en muy pequeña proporción, 0 a 4 por 100, y en menor aún fragmentos de roca, sobre todo filitas, 0 al 1,5 por 100. La fracción densa muestra un alto porcentaje de minerales opacos, principalmente de alteración, que varía de un 60 a un 90 por 100, siendo abundantes las ilmenitas, 6-35 por 100, que se presentan alteradas a leucoxeno, y los óxidos limoníticos. En menor proporción se presentan también: turmalina, 3-5 por 100; circón, 1-5,3 por 100; biotita, 1-5 por 100; magnetita, 0-2 por 100; broquita, 0-1 por 100; fragmentos de roca, 0-4 por 100.

Los principales minerales de la arcilla que constituyen la fracción inferior a 0,062 mm. son: montmorillonita, 60-65 por 100; caolinita, 30-38 por 100; la illita es muy escasa, pues varía de un 6 por 100 como mineral independiente a un 12 por 100 de interestratificado con montmorillonita. La relación de caolinita a montmorillonita tiende a ser de 2 a 1.

Estos estudios sedimentológicos indican una sedimentación lacustre-palustre, en un medio tranquilo de clima cálido y con una alteración química bastante intensa. El área madre estaría muy cercana, ya que la mineralogía

corresponde casi perfectamente con la de alteración «in situ» de los esquistos de la serie de Ordenes, que constituyen el marco de la cuenca.

Por comparación con las demás cuencas alineadas a lo largo de la misma fractura y también aplicando los criterios mineralógicos composicionales utilizados por BRELL (1974) en otras cuencas del NO, podemos suponer la edad de estos sedimentos arcillosos como del Mioceno Medio-Superior a Plioceno, aunque sin criterios paleontológicos que lo confirmen.

Al SE de la cuenca principal de Visantoña existe otro pequeño afloramiento de arcillas, al lado O de la carretera de las Traviesas, kilómetro 10,200 (X = 226,25; Y = 955,660), de las mismas características que las anteriores y que se pueden considerar como una subcuenca residual de Visantoña.

1.2.1.2 **Cuenca de Juanceda**

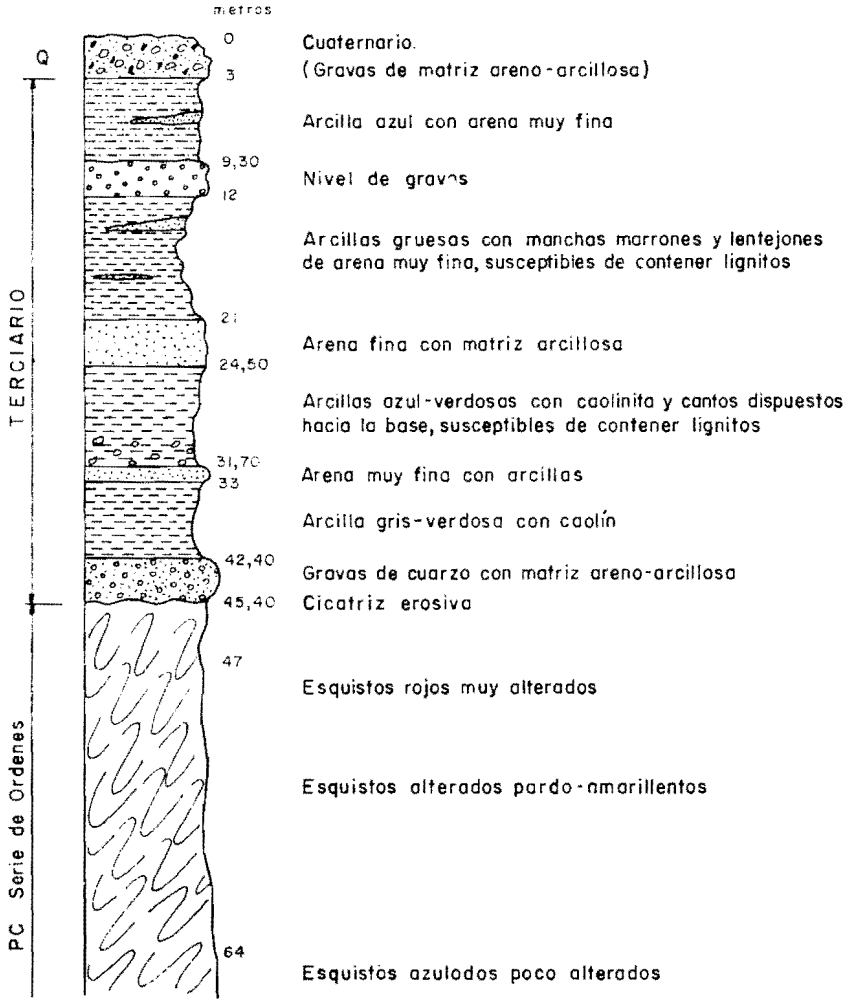
Ocupa el valle de dirección N-125° E situado al este de la aldea de San Salvador de Juanceda, tiene 360 metros de altitud media y una extensión aproximada de 300 hectáreas. En él tiene su cabecera el arroyo del Molar, que vierte sus aguas al río Maruzo.

Este valle es otra cubeta tectónica, sobre la falla ya descrita, rellena de sedimentos terciarios a su vez recubiertos por un cuaternario arcilloso de pequeño espesor y con cantos de cuarzo en el centro del valle, y por un coluvial en los bordes, sobre todo en el SE. Al igual que Visantoña permanece encharcado la mayor parte del año, y sólo en verano es posible observar los cuatro o cinco primeros metros de la serie, en los pequeños socavones excavados para explotar las arcillas terciarias. Gracias a los datos cedidos por LIMESA se conoce la siguiente columna (columna 1.2.1.2) del sondeo SO-1 (Juanceda 1) (X = 230.600; Y = 955.120):

Aunque este sondeo resultó estéril en su totalidad, en el sondeo SO-4 (Juanceda 4) (X = 230,160; Y = 952.242) se encontró de 20,80 a 22,30 metros lignito arcilloso y de 22,30 a 24,00 metros lignito pardo, que demuestran la existencia de lignitos en esta cuenca, como ya habían sido detectados, en un nivel más superficial, por MALDONADO ZAMORA en sus trabajos de 1975 y publicados en su tesis (1977). Los análisis polínicos por él efectuados dieron flora de abetos, arces, helechos y plantas acuáticas de clima templado húmedo parecido al actual y le permitieron datar ese nivel superficial (8 a 9 metros de profundidad) como Plioceno.

Los minerales de la fracción ligera comprendida entre 0,5 y 0,062 mm, dan un predominio del cuarzo del 92 al 98 por 100; seguido de feldespatos y micas, ambos de 1 a 3 por 100, y fragmentos de rocas de 0 a 5 por 100. Siendo los cuarzos blancos y transparentes con bordes angulosos y subangulosos, y los fragmentos de roca cuando existen son filitas y meta-

COLUMNA ESTRATIGRAFICA DE LA CUENCA DE JUANCEDA
SONDEO SO-1 (J-1 DE LIMESA)
Escala 1:500



X = 230.600
Y = 951.120

COLUMNA 1.2.1.2

cuarcitas. La fracción densa está compuesta en su mayor parte por opacos naturales o de alteración, de ellos la ilmenita varía entre 4 y 47 por 100; leucoxeno, 0-2 por 100; óxidos, 7-53 por 100, y otros alterados, 3-50 por 100, y en algunas muestras, fragmentos de rocas de 0-50 por 100. Alcanzando en todas las muestras el conjunto de opacos el 80-90 por 100 de las mismas. Se presentan también: turmalina, 1-2 por 100; circón, 0,3 por 100; broquita, 0-1 por 100; biotita, 0-4 por 100; magnetita, 0-10 por 100, y andalucita, 0-1 por 100.

La mineralogía de las arcillas de las muestras tomadas a diferentes profundidades en Juanceda es: Montmorillonita, 30-60 por 100; caolinita, 30-40 por100; illita, 6-20 por 100; el interestratificado illita-montmorillonita, alrededor de un 8 por 100. Comparando esta mineralogía con la de Visantoña, el porcentaje de montmorillonita baja, y suben caolinita y principalmente illita. La relación montmorillonita/caolinita varía, según las muestras, de 2/1 hasta 1/1.

Dadas las diferencias entre los minerales de la fracción pesada de Visantoña y Juanceda y entre las arcillas de ambas cuencas, se deduce su independencia hidrológica. Aunque sean medios muy parecidos, limitados en los dos casos por los esquistos de la serie de Ordenes, en Juanceda debieron existir episodios de mayor estabilidad que favorecieron la implantación de un medio reductor y la deposición de más niveles lignitíferos que en Visantoña.

La edad de los sedimentos terciarios de Juanceda es Mioceno Medio a Plioceno, basado en los datos palinológicos de MALDONADO (1977) y en los criterios composicionales de BRELL (1974).

1.2.2 PLIOCUATERNARIO (T_C^B-Q_1)

Se han diferenciado bajo este epígrafe a las arcillas blancas de un pequeño afloramiento en la llanada (380 metros de altitud) donde se encuentra la aldea de Seijo, parroquia de Bruma (X = 219,610; Y = 959,675). Se trata de arcillas blancas muy puras, completamente recubiertas por la vegetación y por un suelo de 30 cm. a 1 m. de espesor, que los lugareños denominan «la mina de barro blanco». El estudio por rayos X de su mineralogía da 59 por 100 de cuarzo, 8 por 100 de albita y 33 por 100 de arcillas. De éstas, el 34 por 100 illita, el 33 por 100 caolinita, el 21 por 100 gibbsita y el 12 por 100 un interestratificado de illita-montmorillonita.

Esta mineralogía es totalmente distinta a la de las cuencas neógenas, y nos habla de un medio lavado, oxidante, en el que los feldespatos se caolinizan a través de alofanoides (geles de aluminio) dando gibbsita, que posteriormente por silicificación del medio pasa a caolinita. La pequeña presencia de montmorillonita se debería o a degradación de la illita (lo más probable) o por neoformación a partir de caolinita (GALAN HUERTAS, E.,

1972). La presencia de albita nos indica un transporte no muy largo, ya que es un mineral fácilmente alterable, y la de gibbsita un medio muy oxidante que permite la aparición de óxidos de aluminio libre (alteración química muy alta).

Por tratarse de este tipo de yacimiento residual por meteorización, siguiendo los criterios de GALAN HUERTAS, E. (1972), y dadas las condiciones climatológicas necesarias para su formación, se ha asignado a este afloramiento de la mina de barro blanco, sin pruebas paleontológicas, la edad plioceno-cuaternario.

1.3 CUATERNARIO

El recubrimiento de la Hoja por un conjunto de formaciones superficiales y procesos edáficos es muy importante. Cubren de forma casi continua la mayor parte de la superficie de la Hoja, no permitiendo buenos afloramientos de las rocas que la constituyen. Se han diferenciado diversos depósitos, principalmente debidos a la acción fluvial, distinguiendo dos tipos de cuaternarios: cuaternarios antiguos (Pleistoceno), representados por un pequeño conjunto de terrazas fluviales de extensión reducida y los cuaternarios recientes (Holoceno) que abarcan: llanuras aluviales, fondos de valle, coluviones, indiferenciados, etc.

1.3.1 PLEISTOCENO (Q_1T)

Se han cartografiado unas pequeñas terrazas de poca extensión, que no llegan a alcanzar los 10 metros de potencia, colgadas entre 3 y 20 metros sobre los cauces actuales de los ríos Tambre, Travieso, Samo, Cabrón y Lengüelle. Están constituidas por gravas de cantos, predominantemente cuarcíticos, con una matriz limo arcillosa poco abundante. Se les supone edad pleistocena por corresponder su formación a las de otras terrazas más importantes (río Miño) debidas al basculamiento general de Galicia, de edad postmiocena, que afectó de forma importante a la red hidrográfica de toda la región.

1.3.2 HOLOCENO

Además de las terrazas existe otra amplia gama de depósitos cuaternarios que se han supuesto, sin pruebas paleontológicas, depósitos actuales o subactuales holocenos.

1.3.2.1 **Llanuras aluviales y fondos de vaguada** (Q_2Al)

Son depósitos fluviales mal clasificados, con predominio de arenas (50 a 60 por 100), pero también gravas (15-20 por 100), de cuarzo heterométricos y subredondeados, y una matriz limo-arcillosa (25-30 por 100). En algu-

nos casos aumenta el contenido y tamaño de las gravas, pero su naturaleza es siempre fundamentalmente arenosa (estudio previo de terrenos: autopista La Coruña-Frontera Portuguesa, tramo Carballo-Padrón, MOP, 1971). No suelen alcanzar una potencia superior a los 6 metros.

1.3.2.2 **Coluviales** (Q_2C)

Son formaciones de gravas heterométricas y heterogranulares, aunque con gran predominio de cantos de cuarzo blancos angulosos y subangulosos. Componen un fanglomerado de matriz arcillosa constituida principalmente por caolinita e illita en proporción 1 a 1, y cantos de moda 4 cm. (centil hasta 30 cm.), que tiene en general uno a dos metros de potencia, pero puede alcanzar hasta 8 metros en algunos puntos. Se disponen en las suaves pendientes de la Hoja, y alcanzan su mayor extensión en los bordes de la cuenca terciaria de Juanceda.

1.3.2.3 **Cuaternario indiferenciado** (Q_2I)

Este término engloba a diferentes depósitos, asociados a la «Serie de Ordenes», compuestos principalmente de limos arcillosos y arenas finas (más del 80 por 100) que engloban algunos cantos poco evolucionados. Representan una alteración, por meteorización «in situ», de los esquistos de Ordenes. En algunos casos llegan a conservar la esquistosidad (aunque el material esté totalmente alterado) y los pequeños filones de cuarzo hidrotermal que les atraviesen.

El estudio de la fracción ligera comprendida entre 0,50 y 0,062 mm. indica: cuarzo, 60-90 por 100, y micas, 10-40 por 100. La fracción pesada está compuesta principalmente de fragmentos de rocas (llegan a alcanzar el 99 por 100) y opacos naturales y de alteración (llegan a alcanzar el 85 por 100). Aparecen también en pequeña proporción turmalina, biotita, andalucita y magnetita.

El afloramiento más importante ocupa una superficie de erosión (400 metros de altura) en el borde sur de la Hoja.

Sobre las cuencas terciarias y en algunos valles con malas condiciones de drenaje se desarrollan pequeñas zonas de turberas, de escasa importancia.

2 TECTONICA

2.1 INTRODUCCION

Los materiales de esta región, que se incluye dentro de la Zona IV, definida por MATTE en 1968, han sido deformados por varias fases hercínicas, reconociéndose pliegues de tres fases diferentes.

En general, la estructura coincide con la establecida por MATTE para la Hoja de La Coruña (05-04), habiéndose encontrado además en el cuadrante SE de la Hoja unos pliegues de tercera fase.

Posteriormente al Hercínico, sólo merece la pena destacar la reactivación de los sistemas de fracturas tardihercínicas, fundamentalmente el NO-SE, con la deposición de materiales terciarios en las cuencas tectónicas formadas, y los pequeños movimientos eustáticos durante el Cuaternario.

2.2 MEGAESTRUCTURAS

Debido a la mala calidad de los afloramientos no ha podido observarse en la Hoja ninguna gran estructura de Fase 1 como el gran pliegue tumbado de MATTE y CAPDEVILA (1978), pero se supone que dada la proximidad geográfica pueden existir pliegues parecidos, aunque aquí no sea posible reconocerlos.

Aparecen, sin embargo, grandes pliegues originados durante las F_2 y F_3, cuyo trazado lleva una dirección aproximada NNE-SSO, y son de O a E:

- Una sinforma de F_2, con dirección aproximada N 30° E por el NO.
- Una antiforma de F_2, con dirección aproximada N 40° E.
- Una sinforma (la sinforma de Seble), con dirección aproximada N 30° E al sur de la falla de Meirama y N 10° E al N de la misma.
- Una antiforma de F_2 por el cuadrante 2.° (SE) cuyo trazo no se ha podido pintar, pero cuya existencia es evidente.
- Una antiforma de F_3 con dirección aproximada N 18° E, en el SE.
- Un grupo de pliegues apretados con dirección aproximada N 25° E, en el ángulo NE.

Son pliegues de geometría cilíndrica, y han podido ser cartografiados gracias a la existencia de un nivel de filitas verdes, que puede seguirse con bastante seguridad sobre el terreno, o a base de criterios de intersección S_1/S_2.

Evidentemente todas estas estructuras pliegan los pliegues de F_1.

Los pliegues de F_2 parecen estar relacionados con una zona de cizalla dúctil senestra cuyo límite oriental coincide aproximadamente con el O del anticlinorio del «Ollo de Sapo».

Las isogradas, que como puede apreciarse en la figura 4.1 son concordantes con las megaestructuras, están plegadas, por tanto, por las Fases 2 y 3.

2.3 ESTRUCTURAS MENORES

Estas estructuras, que acompañan siempre a las megaestructuras, pueden observarse en la Hoja tanto a escala mesoscópica como microscópica.

Aunque el número de estructuras menores estudiadas ha sido limitado

debido a la mala calidad general de los afloramientos y de las muestras, se han detectado pequeños pliegues en el campo para las tres Fases hercínicas de la Hoja.

Como pliegues de Fase 1 se han visto varios, todos pequeños, de escala centimétrica, fundamentalmente en los niveles de filitas verdes que afloran en la mitad N de la Hoja, y en mayor número en los niveles de paraanfibolitas del borde Sur, sobre todo en su zona central (área de Mijoy).

La descripción de estos micropliegues se corresponde con los grandes pliegues de la Fase 1, son isoclinales, tumbados con el plano axial subhorizontal y vergentes al E.

Se supone que son de la Fase 1, puesto que los dos flancos son cortados por una esquistosidad posterior que se corresponde con la S_2 de la Hoja, produciendo el cruce de ambas una lineación de crenulación oblicua al eje del pliegue.

Los pequeños pliegues de la Fase 2 tienen el plano axial subvertical suavemente vergente al E. Existen micropliegues de F_1 plegados por otros similares de Fase 2.

Se observan muy fácilmente, pues presentan muchas veces venas de cuarzo replegadas cuyo plano axial corresponde a la S_2. Esto puede apreciarse repetidamente en el cuadrante NO.

También a escala mesoscópica la tercera Fase es menos importante que las dos anteriores. Las esquistosidades a que da lugar son de crenulación, asociadas a pliegues de tipo «chevron», en el cuadrante SE, más suaves que los de la Fase 2, y kink-bands. Los planos axiales de estos micropliegues de Fase 3 son subverticales en el SE, mientras que por el O son subhorizontales.

A la escala de las microestructuras se observa que la F_1, sinmetamórfica, produce la esquistosidad de flujo, que viene marcada por la orientación dominante de los filosilicatos.

La F_2 genera una esquistosidad de crenulación y «strain-slip» cleavage, con reorientación de las micas acompañada de recristalización (poligonización de las micas y recristalización del cuarzo).

Dentro de la zona de la Bi, la F_2 produce la esquistosidad más aparente. En los delgados microlitones que deja la S_2 puede verse la S_1, y cuando como en la esquina SE hay mucha recristalización, se borra la S_1 casi totalmente, pudiéndose apreciar únicamente por la disposición de las inclusiones de cuarzo en los cristales de granate.

Estos son previos a la F_2, viéndose en algunas láminas cómo ésta les rodea, dando sombras de presión a ambos lados.

2.4 FASES DE DEFORMACION

Las Fases de deformación que se han reconocido en la Hoja son tres y pertenecen a la orogenia Hercínica.

Las características principales dentro de ellas son:

F_1:

— Grandes pliegues acostados vergentes al E y plano axial subhorizontal con flanco inverso de varios kilómetros (MATTE y CAPDEVILA, 1978) a escala regional, y pequeños pliegues de características similares, reconocidos dentro del ámbito de la Hoja.
— S_1 de flujo muy penetrativa, paralela o subparalela a la S_0.
— Metamorfismo de bajo a medio grado que llega a alcanzar el principio de la F_2.

F_2:

— Grandes pliegues apretados con plano axial subvertical, vergentes al E, que repliegan a los de F_1, y están relacionados genéticamente con una zona de cizalla senestra.
— S_2 de crenulación que llega a enmascarar totalmente a la S_1.
— Isogradas plegadas.
— Granodiorita precoz deformada por zonas de cizalla.

F_3:

— Pliegues con plano axial NNE-SSO, subvertical o buzando al E, que pliegan a los de F_2.
— S_3 de crenulación asociada a pliegues tipo «chevron» en el SE, y muy débil y subhorizontal por el O.
— Postmetamórfica, posiblemente asociada a un retrometamorfismo.

Deformaciones tardihercínicas:

— Sistemas de fracturas conjugados, NO-SE y NE-SO.

2.5 FRACTURAS

Debido a los últimos esfuerzos hercínicos se originan en todo el Macizo Hespérico dos sistemas de fracturas conjugadas, de direcciones NO-SE y NE-SO, que cortan netamente las estructuras creadas por las sucesivas fases de deformación hercínicas.

Las fallas con dirección NO-SE son fracturas en dirección con movimiento en la horizontal (decrochément) que actúan, en general, de forma dextral.

La más importante de todas ellas es la gran fractura de Meirama, con un desplazamiento en bloques que llega a alcanzar un kilómetro. Entra en nuestra Hoja por el borde Norte, a lo largo del Valle en el que está encla-

vada la aldea de Canedo (1), y atraviesa toda la Hoja de NO a SE, pasando por Visantoña y por el Valle de Juanceda, saliendo por el borde E, al SE de Outeiro (2) y llegando hasta Boimorto en la Hoja núm. 71, Sobrado, con un desarrollo total superior a los 40 kilómetros.

Pese a la gran dificultad que entraña su estudio debido a la escasez de afloramientos, la complejidad de la serie de Ordenes y el gran recubrimiento general en toda la Hoja, se ha podido determinar el juego de esta fractura, debido al nivel de filitas verdes cartografiadas, desplazándose el bloque NE hacia el SE y el bloque SO hacia el NO una distancia aproximada a los 1.000 metros.

En muchos casos estas fracturas están cicatrizadas por diques de cuarzo, hecho observable en varios puntos del tercer cuadrante de la Hoja.

Posteriormente, durante el ciclo alpino se produjo la reactivación de estas fracturas actuando como fallas normales, dando lugar a la formación de «grabens» tectónicos en los que se implantaron cuencas de sedimentación terciarias. La Falla de Meirama sufrió esta removilización.

Hemos de indicar aquí que en las fosas tectónicas de Visantoña y Juanceda originadas por este movimiento aparecieron también pequeñas fracturas acompañantes, que enmarcan las fosas.

Estos dos sistemas han permitido el juego de bloques en los pequeños reajustes epirogénicos de finales del Terciario y del Cuaternario, y a su favor se implantaron los cursos de agua que capturaron las cuencas terciarias a principios del Cuaternario.

2.6 DEFORMACION DE LAS ROCAS IGNEAS

El ortogneis y las rocas básicas, gabros y dioritas hicieron intrusión con anterioridad a la orogenia Hercínica. Están, por tanto, deformados por la Fase 1, que origina una fuerte esquistosidad en el ortogneis y una esquistosidad menos desarrollada en los gabros y dioritas.

En el ortogneis se observan localmente superficies de cizalla separadas entre sí unos centímetros, entre los cuales la esquistosidad se dispone de una manera sigmoide.

Estas superficies de cizalla pueden tener una relación genética con la esquistosidad principal (S_1), o pueden ser posteriores, correspondiendo en este caso a la Fase 2.

El criterio que se observa es el de un funcionamiento senestro para estas cizallas.

En la granodiorita del borde Noroeste de la Hoja se localizan también superficies de cizalla y una esquistosidad sigmoide asociada, que se atri-

(1) Canedo: X = 218.320; Y = 961.510.
(2) Outeiro: X = 233.450; Y = 948.295.

FOTOGRAFIAS

buyen a la segunda Fase de deformación. Su funcionamiento es en general en sentido dextro.

3 HISTORIA GEOLOGICA

Se diferencian tres ciclos diferentes: el prehercínico, el hercínico y una evolución posthercínica.

3.1 EVOLUCION PREHERCINICA

El estudio geológico de la Hoja de Ordenes no aporta datos suficientes para establecer la evolución prehercínica de la zona.

El comienzo de la deposición de los materiales que constituyen la serie de Ordenes (grauváquicos-arcillosos y azoicos), por comparación con otras series similares, parece ser que tuvo lugar en un Precámbrico alto y pudo alcanzar el Cámbrico Inferior.

Son series de gran ritmicidad, que por sus características sedimentológicas se piensa que puedan ser turbiditas.

El ambiente del depósito era probablemente reductor (esquistos grafitosos). La serie de Ordenes se depositó sobre un zócalo formado por rocas ya metamórficas (paragneises y metabasitas junto con rocas ultramáficas), que no afloran en la Hoja pero que alcanzan un desarrollo importante en los bordes del complejo de Ordenes.

Una serie de rocas ígneas, granitoides y gabros principalmente, hicieron intrusión en la serie de Ordenes. Los granitoides, que durante la orogenia Hercínica fueron transformados en ortogneises, son similares a los que en otras áreas próximas (Mellid, Fosa Blastomilonítica, actualmente Complejo de Noya) han suministrado edades radiométricas de 409 ± 24 y 466 ± 29 m.a. (ARPS et al, 1977), por lo que se supone intruyeron durante el Silúrico u Ordovícico, y lo mismo es válido para los gabros, ya que aparecen en estrecha relación espacial con los ortogneises.

Para ANTHONIOZ y FERRAGNE (1978) este complejo, al igual que el resto de los complejos de Galicia y Norte de Portugal, serían alóctonos, y podrían haberse emplazado durante la orogenia Caledónica.

Sin rechazar la hipótesis de que los complejos sean resto de uno o varios mantos, como ya expusieron RIES y SHAKLETON (1971), se piensa que el emplazamiento de los mismos tuvo lugar ya durante la orogenia Hercínica.

3.2 EVOLUCION HERCINICA

Los materiales han sufrido tres Fases de deformación y metamorfismo durante la orogenia Hercínica, que pueden identificarse en la Hoja.

— La primera fase de deformación se manifiesta regionalmente por pliegues acostados vergentes al E y plano axial subhorizontal, con flanco inverso de varios kilómetros de longitud (MATTE y CAPDEVILA, 1978).

En nuestra región no se ha encontrado ninguna macro-estructura de esta fase, pero sí pequeños pliegues a escala centimétrica de la misma en los niveles de filitas verdes y sobre todo en los niveles de paraanfibolitas.

Produce una esquistosidad de flujo muy penetrativa, paralela o subparalela a la estratificación.

Sincrónico con la F_1, comienza un metamorfismo que va desde una zona de bajo grado con una zona de clorita estable a un grado medio con biotita ± granate que llegó hasta los principios de la Fase 2.

El emplazamiento de los complejos, tanto según el modelo autoctonista (RIBEIRO, 1970; ARPS, VAN CALSTEREN, HILGEN, KUIJPER y DEN TEX, 1977), como aloctonista (RIES y SHAKLETON, 1971, y ANTHONIOZ y FERRAGNE, 1978), tendrá lugar, en nuestra opinión, durante esta fase.

La esquistosidad que presentan el ortogneis y las rocas máficas del ángulo SO de la Hoja sería producto de esta primera Fase de deformación.

— La segunda fase de deformación hercínica se identifica claramente en la Hoja, produciendo grandes pliegues apretados de geometría similar con plano axial subvertical, ligeramente vergentes al E, que repliegan a los ya existentes de F_1.

Produce una esquistosidad de crenulación y «strain slip cleavage», a escala regional, llegando a borrar totalmente a la S_1.

Pliega las isogradas y afecta la granodiorita precoz, que aparece localmente deformada por zonas de cizalla.

Los pliegues de Fase 2 parecen estar relacionados genéticamente con una zona de cizalla senestra, cuyo límite oriental pasaría al este del Macizo de granodiorita de Chantada, de Taboada y por la prolongación de ésta hacia el Norte hasta la costa.

— La tercera fase de deformación es menos importante que las dos anteriores.

Da lugar a esquistosidades de crenulación asociada a pliegues de tipo «chevron» de mayor longitud de onda que los de la Fase 2.

Es postmetamórfica posiblemente asociada a un retrometamorfismo (cloritas paralelas a la S_3).

Sus pliegues doblan la S_2 y sólo ha podido reconocerse una antiforma grande en el ángulo SE, con plano axial de dirección NNE-SSO, subvertical o buzando al Este.

Finalmente hay que señalar la existencia en la mitad occidental de una débil crenulación subhorizontal, que pudiera corresponder también a esta Fase.

Los últimos esfuerzos hercínicos originan aquí, como en todo el Macizo Hespérico, dos sistemas de fracturas conjugados de direcciones NO-SE y NE-SO (PARGA, J. R., 1969).

En la Hoja está representado el sistema NO-SE con mayor desarrollo que el NE-SO.

3.3 EVOLUCION POST-HERCINICA

Al terminar la orogenia hercínica quedó configurada la estructura geológica general de la zona en la que se encuentra enclavada la Hoja. Durante el ciclo alpino sólo se produjo la reactivación, como fallas normales de componente únicamente vertical, de algunas fracturas tardihercínicas. Esto dio lugar a la creación de «grabens» tectónicos que afectaron a los relieves residuales pre-miocenos que BIROT, P., et al (1954), en sus estudios regionales consideraron de edad pre-cretácica y denominaron «superficie de erosión principal de Galicia».

Según NONN (1966), se trata de la «superficie de erosión Aquitaniense, de posible edad fini-oligocena».

En estas cuencas tectónicas (grabens) se depositan los materiales terciarios en unas condiciones de sedimentación lacustre-palustres, actuando cada cuenca de forma endorreica independiente. La sedimentación se produce coincidiendo con la implantación de un clima sub-tropical al final del Oligoceno, como muestran los análisis palinológicos de dichos materiales.

Estas condiciones climáticas permiten la implantación de un frondoso bosque en la mayor parte de Galicia durante todo el Mioceno. Se produce a la vez una lenta subsidencia de las cuencas y un mantenimiento bastante estable de las condiciones climáticas; ambas cosas permiten la acumulación de niveles lignitíferos, la cual sólo se ve interrumpida por los cambios en la red hidrográfica que modifican las condiciones reductoras de las cuencas o por el aumento de los aportes laterales de materiales detríticos.

En el Plioceno las características climáticas cambian, acercándose a las de la meseta castellana (clima templado húmedo), lo que hace que cese la deposición de lignitos, continuando una sedimentación detrítica con episodios esporádicos más groseros que los anteriores.

Existe, finalmente, durante el Cuaternario una reactivación del relieve, probablemente por pequeños movimientos eustáticos, así como una alternancia climática bastante acusada. Se desarrollan diferentes procesos morfogenéticos y tienen lugar: la excavación de la red hidrográfica actual, la continuación de la erosión y peneplanización, que dan lugar a un recubrimiento general, y la formación de diferentes depósitos de régimen fluvial.

4 PETROLOGIA

4.1 METAMORFISMO

Para su descripción se considerarán tres apartados: metamorfismo regional, retrometamorfismo y metamorfismo de contacto.

4.1.1 METAMORFISMO REGIONAL

El área ocupada por esta Hoja muestra una sucesión progresiva regional con una zona superior de *bajo grado* con Cl estable (Clinozoisita-epidota en rocas de composición margosa) localizada en los núcleos de las sinformas de segunda Fase [principalmente en la sinforma de Seble (1)] y una zona de *grado medio* con Bi + Gr (Anfíboles en los niveles de composición margosa) situada en las áreas estructurales más profundas, que corresponden a antiformas de las Fases 2 y 3.

La isograda de Cl^- (comienzo del grado medio) está plegada como las demás isogradas por las macroestructuras cartografiables, y existe una zona gradacional (de 0,5 a 1 km.) en que la clorita coexiste con Bi (ver figura 4.1).

La aparición del granate a partir de grado medio sugiere una serie metamórfica intermedia de baja presión y temperaturas inferiores a los 600°.

No se encuentran pruebas que demuestren la existencia de condiciones propias de grado alto de metamorfismo regional (Mos^- y $Sill^+$). Esporádicamente se ha localizado la presencia de Estaurolita circunscrita al margen occidental de la Hoja de estudio, en las proximidades de afloramientos graníticos. Esto, junto con sus características texturales hacen pensar en una posible asociación de este mineral con las condiciones de metamorfismo de contacto de la intrusión de los materiales graníticos.

El granate es un mineral muy frecuente y abundante en la zona de grado medio, siendo siempre pretectónico con relación a F_2. Se observan, en ocasiones, cristales texturalmente zonados con hábitos idiomorfos que hacen pensar en la existencia de varios momentos favorables para la blastesis de este mineral.

Los cristales de Bi aparecen de dos formas diferentes. Generalmente, están integrados en la esquistosidad principal acompañando a los restantes filosilicatos, o bien como pequeños fenoblastos interfase, posiblemente equivalentes a los fenoblastos acompañantes a las venas de cuarzo.

En la esquina Suroeste de la Hoja, existe una zona limitada aproximada-

(1) Seble: X = 224.750; Y = 958.900.

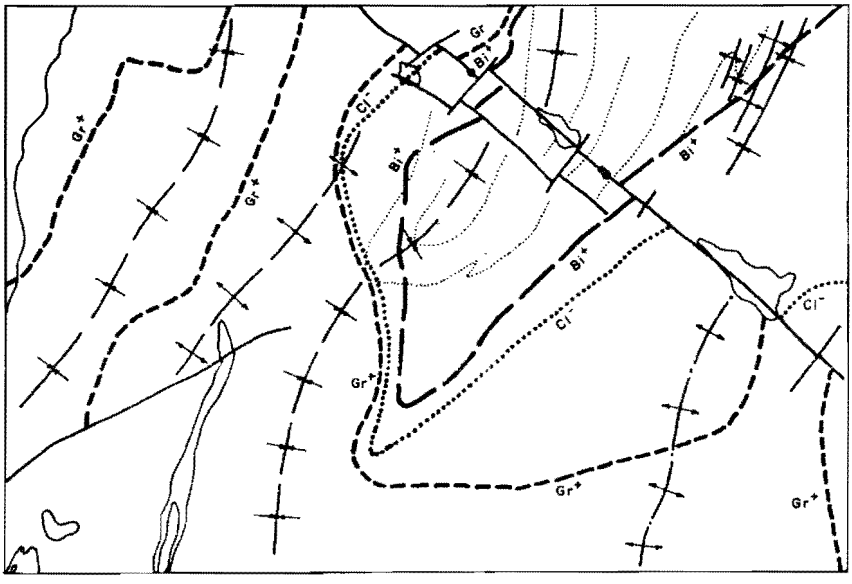


Figura 4.1—Disposición de las isogradas.

Isograda del granate — — — —
Isograda de la clorita .....
Isograda de la biotita —— ——

mente por la falla de Viaño y el ortogneis de Rial (1) que presenta gran cantidad de inyecciones de rocas graníticas entre los esquistos de Ordenes, que disminuyen en número y desaparecen gradualmente de S a N y al E respectivamente.

El aspecto en el campo de estas inyecciones de granitos, aplitas y pegmatitas, y de los escasos afloramientos de los esquistos en los que han intruido, hace pensar en migmatitas en el sentido clásico (MEHNERT, 1968).

4.1.1.1 Relaciones metamorfismo-deformación

En la zona de la clorita (epizona) se encuentran asiduamente dos fases penetrativas y una tercera menos frecuente de plegamiento frágil con «kind-bands» y micropliegues en «chevron». La primera fase (F_1) es sinmetamórfica y genera esquistosidad de flujo marcada por la orientación dominante de los filosilicatos. La segunda fase (F_2) se manifiesta como una

(1) Rial: X = 211.900; Y = 945.700.

esquistosidad de crenulación y «strain-slip» cleavage, con reorientación de las micas acompañada de recristalización (poligonización de las micas y recristalización del cuarzo). En la zona de la biotita, la F_2 tiende a ser la dominante, siendo la responsable de la esquistosidad más manifiesta. La S_1 se ve en los delgados microlitones que deja la S_2 y cuando la recristalización de esta segunda fase es elevada (p. e., esquistos del ángulo SE), la S_1 queda borrada casi en su totalidad, observándose únicamente por la disposición de inclusiones de cuarzo en los cristales de granate.

Los granates son anteriores a la Fase 2, pudiendo verse cómo ésta los rodea dando sombras de presión a ambos lados (foto 05-06-TC-Hu-231).

En la zona de bajo metamorfismo, éste alcanza su máxima intensidad durante la Fase 1, aunque existen cristalizaciones de filosilicatos durante la Fase 2, mientras que en las zonas de más alto metamorfismo, el máximo puede situarse en la interfase 1-2.

En todos los casos las isogradas están plegadas tanto por la F_2 como por la F_3 (ver fig. 4.1).

4.1.2 RETROMETAMORFISMO

Superpuesto a los fenómenos de metamorfismo regional progresivo definidos anteriormente, existe una serie de transformaciones posteriores a él que afectan a las paragénesis principales. Este fenómeno provoca reajustes en ellas. Así, en las filitas y esquistos se traduce en un paso del granate a Bi + Cl o Cl ± opacos. Esta sustitución se desarrolla de borde a centro, o bien siguiendo las microfracturas del mineral dando como resultado final extremo una seudomorfosis total por sus productos de alteración. La biotita se observa en estados de cloritización graduales, llegando incluso a una sustitución total por agregados de Cl ± Epi ± Opacos. La plagioclasa normalmente se reajusta a sericita ± zoisita ± clinozoisita.

Estos mismos fenómenos y reacciones de carácter retrógrado se producen también en las rocas ígneas.

4.1.3 METAMORFISMO DE CONTACTO

De la observación petrográfica de las muestras situadas en las inmediaciones de los cuerpos intrusivos se ha detectado la presencia de texturas y paragénesis que parecen indicar la existencia de un metamorfismo de contacto superpuesto a las paragénesis regional previas a los eventos intrusivos. Es normal y frecuente una blastesis de moscovita en placas y agregados discordantes con la esquistosidad de la roca. Algunos de estos agregados pueden proceder de la transformación de silico-aluminatos (andalucita?) generados en los primeros momentos de la intrusión. Asimismo, parte de la biotita presente puede proceder también por neoformación en relación con este mismo fenómeno.

La Estauralita se ha encontrado en muy pocas preparaciones. Sus hábitos son idioblásticos en prismas cortos y superpuestos (con carácter postcinemáticos) a la esquistosidad principal. También dentro del ángulo SO, en la zona donde afloran los materiales ortoderivados con abundantes inyecciones aplítico-pegmatoide, se han visto vestigios de cristales de estaurolita con características parecidas a las anteriormente descritas. Igualmente dentro de esta misma zona hay un punto donde aparecen vestigios de Andalucita transformándose a materiales sericíticos. En el área de contacto del «granito de La Coruña» no se han encontrado rastros de este mineral, aunque es frecuente la recristalización de grano fino en las rocas esquistosas.

4.2 ROCAS PLUTONICAS

Los afloramientos principales se encuentran situados en la mitad Occidental de la Hoja y los constituyen rocas plutónicas calcoalcalinas básicas (gabros-dioritas) y ácidas (adamellitas y granodioritas).

Su emplazamiento lo hacen en niveles metamórficos de grado medio.

Dentro del conjunto de rocas plutónicas y atendiendo al carácter estructural se pueden distinguir dos dominios distintos. Por un lado, en el ángulo NO aflora una adamellita-granodiorita (granodiorita de La Coruña) con ligera cataclasis que localmente puede ser muy fuerte. Por otro lado, en el ángulo SO, las rocas graníticas se presentan en cuerpos alargados concordantes con la esquistosidad principal y con fuerte estructuración interna. Es frecuente que vayan acompañados por un cortejo filoniano pegmo-aplítico concordante con la esquistosidad.

4.2.1 GRANODIORITA PRECOZ DE LA CORUÑA ($x\gamma\eta^2$)

El macizo granodiorítico que aflora por el noroeste de la Hoja, es porfídico y presenta un contacto intrusivo con la serie de Ordenes con un cortejo filoniano de aplitas, pegmatitas, etc. Está deformado en los bordes por zonas de cizallas, siendo la deformación a veces tan intensa que parece un gneis (SO de Portociños) (1).

No se encuentra afectado por la F_1, mientras que sí lo está por la F_2. Crea una pequeña aureola de metamorfismo de contacto.

Es una roca de grano medio, algo porfídica, con fenocristales de feldespato potásico, y afectada por protocataclasis que produce ligera orientación de la fábrica (biotitas kinkadas y cuarzo triturado y recristalizado con bordes tipo «mortar»).

La paragénesis principal es:

O + Microl + Plg + Bio + Mosc

(1) Portociños: X = 206.800; Y = 952.600.

La microclina tiende a rodearse, ocasionalmente, de una fase albítico-oligoclásica de tipo Rapakivi. La plagioclasa tiene un zonado oscilatorio poco acusado, y lleva bastantes mirmequitas. La biotita es de tonos marrón-rojizo e incluye circones y algún apatito.

Como minerales accesorios están:

Apatito + Circón + Opacos.

4.2.2 ROCAS GRANITICAS MUY DEFORMADAS, FUNDAMENTALMENTE GRANODIORITAS ($_{N}X\gamma\eta^{1}$)

De estos cuerpos el más importante y mejor estudiado es el ortogneis de Rial.

Este ortogneis es claramente intrusivo en los esquistos de Ordenes y aflora en una larga banda de 400 metros de anchura que aparece por el S, y con dirección NE acaba en la mina Pandeiro (1), en la escombrera de la cual pueden verse trozos de esta roca.

Es un material muy duro y diaclasado que presenta una foliación paralela o ligeramente oblicua a sus bordes, así como localmente superficies de cizallas. Se relaciona la intensa deformación sufrida por este ortogneis con la primera Fase.

Tiene enclaves de esquistos paralelamente a sus bordes.

El grano varía de fino a grueso, con biotitas orientadas y estiramientos de cuarzos y feldespatos.

Proceden de rocas porfídicas y presentan texturas que varían entre blastomiloníticas (fuerte orientación y recristalización de sus componentes) y cataclásticas.

Composicionalmente, van desde términos granodioríticos (± anfíbol) hasta adamellitas. Algunos tienen una riqueza en cuarzo y oligoclasa tan grandes que los hacen tender a rocas trondhjeníticas. La mineralogía principal es:

Q + Pl + Bi ± FK ± Anfíbol (verdoso)

Los minerales accesorios son:

Circón + Apatito + Opacos ± Allanita ± Granate.

La allanita son prismas de sección exagonal y bastante alterados metamícticamente.

La alteración hidrotermal genera cloritas a partir de la biotita, y sericitización variable de la plagioclasa.

---

(1) Pandeiro: X = 214.500; Y = 951.000.

4.2.3 GABROS Y GABROS-DIORITAS ($^{b}O^{1}$)

Las rocas básicas presentan por lo general muy malos afloramientos, puesto que se alteran muy fácilmente a una masa de aspecto terroso de color anaranjado-rojizo muy fuerte y típico, pero se pueden cartografiar con una cierta exactitud por los suelos oscuros y la típica disyunción en bolos que dan.

Presentan enclaves de esquistos y de ortogneis (al S de Gonselle de Abajo (1), y una ligera orientación en sus bordes.

Se observan sólo en el cuadrante SO, en proximidad con las rocas ortogneísicas. Sus texturas suelen ser gabrodiabásicas equigranulares alotriomorfas con ± cuarzo intergranular de pequeño tamaño.

Composicionalmente son metagabros y metacuarzodioritas con hornblenda (verde con núcleos y zonas marrones) y plagioclasa de composición variable entre oligoclasa-andesina. En menor proporción hay cuarzo, biotita y mica blanca. Como minerales accesorios están: opacos (con desarrollo de leucoxeno en sus bordes), apatito, esfena, granate y allanita.

Estas rocas muestran paragénesis regresivas muy acusadas, con presencia de clorita, zoisita-clinozoisita (en cristales plumosos esqueléticos sobre la plagioclasa), cuarzo, uralita, leucoxeno, rutilo, sericita y mica blanca.

Estas rocas presentan una foliación que no suele ser demasiado intensa, y que falta en muchos afloramientos.

No obstante, su paralelismo con la S_1 y la relación que estas rocas guardan con el ortogneis, nos conduce a pensar que su intrusión se produjo antes de la orogenia hercínica, probablemente durante el Silúrico u Ordovícico.

4.3 **DIQUES DE CUARZO** (q)

Son frecuentes, dentro del ámbito de la Hoja, los diques de cuarzo, generalmente posthercínicos y no deformados.

Siguen dos direcciones muy constantes, la N 55° a 60° O y la N 60° a 70° E.

Al grupo de filones que siguen la primera dirección pertenecen los más numerosos e importantes, con potencias que oscilan entre los 5 y 60 metros y corridas superiores a los 3.000 metros (dique de Trasmonte) (2).

Son subverticales y cortan casi ortogonalmente las estructuras de la Hoja (dirección N 10° a 40° E).

---

(1) Gonselle de Abajo: X = 206.450; Y = 943.800.

(2) Trasmonte: X = 211.600; Y = 946.500.

En el campo dan unos resaltes muy marcados, formando algunos de ellos verdaderos «montes» que destacan sobre el relieve. Principalmente, destacan el ya citado dique de Trasmonte, el de Coro de la Peña (1) y el dique de Pedrido (2), todos ellos con más de 1.000 metros de longitud y potencia variable.

Otro numeroso grupo de ellos, que no superan los 500 metros, se encuentran repartidos a lo largo y ancho de la superficie de la Hoja.

Los que llevan una dirección N 60° a 70° E son mucho menos importantes, cabiendo destacar únicamente los de Viaño (3), que se supone alcanza cerca de los 2.000 metros de longitud de forma discontinua y el del pico de Grela (4), con poco más de 300 metros.

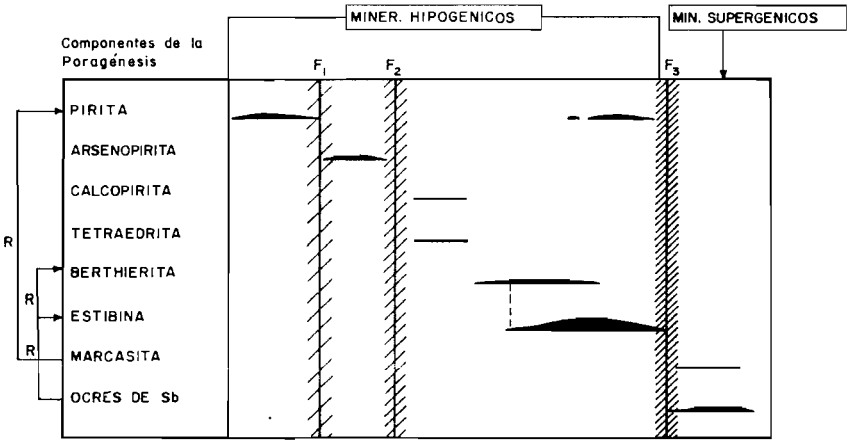
5 METALOGENIA

En el estudio metalogenético efectuado sobre cuatro probetas pulidas correspondientes a otras tantas muestras escogidas de la escombrera de la mina Pandeiro cerca de Ordenes, E. VINDEL y P. GUMIEL deducen cronológicamente lo siguiente (cuadro 5):

— Deposición de la pirita.
— Primera etapa de brechificación (F_1) y deposición de la arsenopirita, pero sin dejar de hacerlo la pirita, aunque ya de una forma discontinua hasta el comienzo de la fase de oxidación.
— Segunda etapa de brechificación (F_2).
— Aparición de calcopirita y tetraedrita dentro de la pirita y de la arsenopirita rellenando fracturas originadas por la F_2 (foto 1).
— Deposición de la mineralización de antimonio. La estibina reemplaza en parte a la berthierita y rellena fracturas que afectan a los minerales ya depositados y a la roca encajante (foto 2).
— Tercera etapa de brechificación (F_3).
— Meteorización de la estibina, con la consiguiente aparición de óxidos de antimonio. La marcasita se forma a partir del reemplazamiento de la pirita.

---

(1) Coro de la Peña: X = 211.000; Y = 944.000.
(2) Pedrido: X = 207.600; Y = 944.500.
(3) Viaño: X = 206.900; Y = 947.100.
(4) Grela: X = 213.400; Y = 949.400.



Cuadro 5.—Paragénesis y sucesión mineral de la mina Pandeiro (Ordenes).

El espesor del trazo es proporcional a la abundancia del mineral en el yacimiento.

Las etapas de brechificación se indican por un rayado oblicuo (F_1, F_2, F_3).

En el diagrama igualmente quedan reflejados los minerales hipogénicos y los supergénicos.

La R indica el proceso de reemplazamiento que verifica un mineral al que se ha depositado previamente.

6 GEOLOGIA ECONOMICA

No puede decirse que la región estudiada sea rica en recursos mineros, y si hace tiempo se investigaron filones en búsqueda de minerales metálicos, llegándose incluso a la explotación de uno de ellos, hoy en día el único interés minero reside en la explotación a pequeña escala del caolín y la investigación casi abandonada, sobre las cuencas terciarias, en busca de yacimientos nuevos de lignitos.

La cantería ha tenido y tiene mayor importancia, existiendo canteras en casi todos los diferentes tipos de materiales existentes en la Hoja. Así, las hay en arcillas, pizarras, esquistos, granodioritas, metagabros y hasta sobre un filón de cuarzo, usándose generalmente los productos que se obtienen para áridos, para la construcción o en el caso de las arcillas para cerámica.

En cuanto a la hidrogeología, las rocas, en general impermeables, que constituyen el sustrato no favorecen la existencia de grandes acuíferos en

la Hoja, existiendo captaciones de agua en los esquistos de Ordenes. El caudal que se obtiene suele ser escaso.

6.1 MINERIA

Como ya se ha dicho, la minería de la zona no tiene gran relevancia, siendo únicamente destacables dos indicios de antimonio, la investigación sobre los lignitos de las cuencas terciarias y las canteras de caolín.

Como antecedentes bibliográficos merecen únicamente destacarse la Hoja núm. 8 (Lugo) del Mapa Metalogenético de España, a escala 1:200.000, y la de Rocas Industriales de igual número y escala, publicados por el IGME.

6.1.1 ANTIMONIO

Existen dos indicios de antimonio en la Hoja. El primero es un permiso de investigación (Franquera y Prado) de 104 pertenencias, localizado en las proximidades de Zampaño (1), que correspondía a un filón de cuarzo con estibina. El segundo indicio se encuentra en la mina Pandeiro, situada entre el kilómetro 1 y 2 de la carretera de Ordenes a Portomouro, y es la única mina metálica que ha estado en actividad dentro del ámbito de la Hoja.

Corresponde a un filón con dirección aproximada N 60° O, que corta una falla de dirección N 50° E, habiéndose producido en la zona de cruce un enriquecimiento mineral con berthierita y estibina como mineralización de antimonio y pirita, arsenopirita, calcopirita, tetraedrita y marcasita como resto de los minerales de la paragénesis del yacimiento.

Los resultados de las labores fueron muy pobres y no ha quedado más que una pequeña escombrera de esquistos, granodioritas y trozos del filón mineralizado.

6.1.2 LIGNITOS

Hay que mencionar las posibilidades lignitíferas de la Hoja, pues mientras en la cuenca de Visantoña (2) no está todavía probada la existencia de lignito, en la cuenca de Juanceda (3) sí se ha comprobado la existencia de niveles lignitíferos (MALDONADO, 1975, y datos de sondeos facilitados por LIMESA, 1976). Dichos niveles parecen distribuirse irregularmente a techo y muro de la formación terciaria.

Esta última cuenca tiene una amplitud mayor que la de Meirama (Hoja 05-05).

Aunque ambas cuencas son coetáneas y tuvieron una génesis similar, el

---

(1) Zampaño: X = 215.000; Y = 956.000.
(2) Visantoña: X = 224.500; Y = 957.600.
(3) Juanceda: X = 229.600; Y = 951.300.

interés económico de la de Juanceda parece ser inferior, debido a la menor cantidad de niveles lignitíferos y su mayor irregularidad.

6.2 CANTERAS

La zona tiene abundantes materiales que son objeto de explotación en canteras, pudiendo clasificarse éstos en rocas de construcción y áridos y arcillas.

6.2.1 ROCAS DE CONSTRUCCION Y ARIDOS

La gran extensión y la monotonía de los esquistos, pizarras y grauvacas de la serie de Ordenes, permite la existencia de numerosas canteras distribuidas a lo ancho de toda la superficie de la Hoja. Han venido siendo utilizadas tradicionalmente por los naturales del lugar para la obtención de piedras de construcción, debido a su fácil arranque y a su dureza, pero que hoy en día se encuentran totalmente paradas.

También para el mismo fin y para áridos de trituración existen canteras en la granodiorita de La Coruña (dos), en el ortogneis (otras dos —una de las cuales, situada a 700 metros al sur de Paradela (1) en actividad—), en el dique de cuarzo de Trasmonte (2) y en el metagabro de Gonselle de Arriba (3).

Para áridos naturales se usan materiales procedentes de graveras de río y terrazas que se encuentran irregularmente distribuidos por toda la Hoja.

Por último y mención aparte merecen los niveles de filitas verdes de la mitad Norte de la Hoja, puesto que además de haber sido utilizados como roca de construcción, también han sido usadas, debido a su «resistencia al calor», como piedras para el revestimiento de la bóveda de los hornos (comunes hace años en casi todas las casas).

6.2.2 ARCILLAS. CAOLIN

Como materia prima más importante de la cerámica existen varias canteras de caolín en la Hoja. Una de las mayores fue la de Ordenes (4), que hoy en día está cerrada.

En los sedimentos terciarios existen también explotaciones para la industria cerámica. Cabe destacar, principalmente, la de Visantoña, en el término municipal de Mesía. El valle ocupa una extensión aproximada de 70 hectáreas, y en él el frente de explotación de las arcillas tiene 15 me-

---

(1) Paradela: X = 209.700; Y = 947.400.
(2) Trasmonte: X = 211.800; Y = 946.400.
(3) Gonselle de Arriba: X = 206.600; Y = 944.400.
(4) Ordenes: X = 215.300; Y = 952.000.

tros, llegándose a extraer 150 t/día de arcilla (Mapa de Rocas Industriales a escala 1:200.000, núm. 8 Lugo, IGME, 1973).

En el valle de Juanceda se extraen superficialmente materiales arcillosos.

En el futuro pueden ser interesantes también para la industria cerámica las arcillas blancas con gibbsita del afloramiento denominado «Mina del Barro Blanco» (1).

6.3 HIDROGEOLOGIA

Existen claramente diferenciados dentro de la Hoja tres tipos de materiales, con características hidrogeológicas diferentes:

— Materiales precámbricos y paleozoicos, que constituyen la serie esquistosa de Ordenes.
— Macizo granodiorítico de La Coruña.
— Sedimentos terciarios y cuaternarios.

6.3.1 MATERIALES PRECAMBRICOS Y PALEOZOICOS QUE CONSTITUYEN LA SERIE ESQUISTOSA DE ORDENES

Los materiales que integran la serie de Ordenes afloran, con mayor o menor grado de alteración, en aproximadamente el 75 por 100 de la superficie de la Hoja, y constituyen además el sustrato de los sedimentos terciarios y cuaternarios. Tienen una permeabilidad primaria prácticamente nula y dado que se alteran a materiales detríticos finos, principalmente arcillas, su permeabilidad secundaria es bastante baja. Dicha permeabilidad sólo aumenta a favor de las superficies de discontinuidad, bien sean éstas sedimentarias (planos de estratificación, estructuras sedimentarias planares), como tectónicas (esquistosidades, diaclasas, fracturas).

Por todo ello, la explotación de aguas subterráneas en estos materiales se limita a captaciones a cielo abierto de escasa profundidad excavadas en las zonas de mayor meteorización superficial y a favor de la pendiente topográfica, obteniéndose caudales inferiores a 1,5 litros/segundo.

Por otra parte, la contaminación en estas rocas sólo afecta a las aguas superficiales, dado que la infiltración es prácticamente nula debido a su impermeabilidad.

Dentro de este tipo de material existen dos áreas de características hidrológicas de superficie distintas. La mayor de ellas ocupa el centro y sur de la Hoja, tiene un relieve suave con pendientes generalmente inferiores al 7 por 100, lo que provoca la existencia de zonas con drenaje deficiente. En este área los cursos de agua fluyen en dirección N-S o NE-SO y

(1) Mina del Barro Blanco: X = 220.100; Y = 959.200.

pertenecen a la cuenca del Tambre. El otro área, más pequeña, ocupa el ángulo NE de la Hoja, tiene una morfología más acusada con drenaje aceptable por escorrentía superficial y en ella los cursos de agua discurren en dirección sensiblemente S-N, vertiendo sus aguas al río Mero, en la Hoja de Betanzos (05-05).

6.3.2 MACIZO GRANODIORITICO DE LA CORUÑA

El macizo granodiorítico de La Coruña ocupa un 5 por 100 de la superficie de esta Hoja, en el ángulo NO de la misma. Es un terreno semipermeable por fisuración, con escasa pendiente y drenaje deficiente que mejora por percolación en las zonas meteorizadas. Tiene recubrimientos a modo de «lem» que pueden constituir acuíferos superficiales de escasa importancia. El riesgo de contaminación en estos materiales es bajo.

6.3.3 SEDIMENTOS TERCIARIOS Y CUATERNARIOS

Los depósitos terciarios y cuaternarios ocupan aproximadamente un 20 por 100 de la superficie de la Hoja.

Los sedimentos terciarios tienen una composición fundamentalmente arcillosa, lo que hace que su permeabilidad y transmisividad de conjunto sean bajas, pero contienen lentejones arenosos y lechos de gravas (éstos hacia la base), que pueden constituir acuíferos confinados con permeabilidades y transmisividades altas. Dada su escasa extensión, aunque inicialmente pueden dar caudales medios, se agotan rápidamente, quedando el caudal reducido al «goteo» que se produzca del acuitardo arcilloso que los confina.

De los depósitos cuaternarios podemos distinguir:

— Coluviales e Indeferenciados, que presentan buenas características para ser mantos acuíferos, pero que por su morfología, escasa extensión y poca profundidad sólo pueden constituir pequeñas reservas estacionales de escasa importancia.
— Depósitos de Llanura Aluvial y Fondos de Vaguada, que junto con las terrazas conectadas a ellos pueden resultar interesantes acuíferos por su composición y morfología, y además dar caudales sostenidos si recargan del río al que están conectados. Son siempre depósitos de escaso espesor.

Los materiales terciarios, y más aún los cuaternarios, tienen un riesgo de contaminación de los mantos acuíferos alto, y para el aprovechamiento de sus aguas subterráneas han de llevarse a cabo severas medidas de control de vertido, para prevenir dicha contaminación.

De todo lo dicho podemos resumir que la Hoja en su conjunto no tiene grandes posibilidades hidrogeológicas, aunque puntualmente éstas puedan ser interesantes.

Para el abastecimiento es más importante el aprovechamiento de la Hidrología de superficie. La precipitación media anual en esta Hoja es de 1.100 mm/año, con una oscilación pluviométrica acusada, de 130 mm/mes en invierno a 30 mm/mes en verano. Esto hace que exista un ligero exceso de la pluviometría sobre la evapotranspiración potencial durante la mayor parte del año. Por ello la Hoja tiene una red hidrográfica tupida de cursos de agua que mantienen su caudal prácticamente constante todo el año (datos climáticos del Mapa Geotécnico General del IGME, Hoja núm. 8, Lugo, y de los datos para carreteras del M. O. P. U., 1964).

7 BIBLIOGRAFIA

ABRIL HURTADO, J.; APALATEGUI ISASA, O., y PLIEGO DONES, D. V. (1976). «Memoria y Hoja Geológica núm. 95 (El Pino). Mapa Geológico de España E. 1:50.000 (segunda serie)». *IGME*. Madrid.

ANTHONIOZ, P. M., et FERRAGNE, A. (1978).—«Le Precambrien polymetamorphique allochtone du Nord-Ouest de la Península Iberique, témoin d'une nappe de charriage calédonienne?». Cuadernos del seminario de estudios cerámicos de Sargadelos, 27. Geología de la parte norte del macizo Ibérico (Edición homenaje a Isidro Parga Pondal). *Ediciones del Castro*. Sada. La Coruña.

APALATEGUI, O.; PLIEGO DONES, D. V., y ABRIL, J.—«Memoria y Hoja Geológica núm. 96 (Arzúa). Mapa Geológico de España E. 1:50.000 (segunda serie)». *IGME*. Madrid.

ARCE DUARTE, J. M.; FERNANDEZ TOMAS, J., y ALVAREZ MENENDEZ, J. M. (1973).—«Memoria y Hoja Geológica núm. 23 (Puentes de García Rodríguez). Mapa Geológico de España E. 1:50.000 (segunda serie)». *IGME*. Madrid.

ARPS, C. E. S.; VAN CARLSTEREN, P. W. C.; HILGEN, J. D.; KUIJPER, R. P. and DEN TEX, E. (1977).—«Mafic and related Complexes in Galicia: An Excursion Guide». *Leidse Geologische Mededelingen, Deel 51, A. Flevering*, 1, pp. 63-94.

BARROIS, CH. (1882).—«Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice (Espagne)». *Mem. Soc. Geol. du Nord.*, t. 2, núm. 1, pp. 1-630, Lille.

BERG, R. C. (1976).—«Petrologische beschrijving van een gebied Tussen Santiago de Compostela en Ordenes aan de Westrand van het Ordenes bekken (NW Spanje).

BIROT, P., y SOLE SABARIS, L. (1954).—«Recherches morphologique dans le Nord-Ouest de la Peninsula Ibérique». *Mem. et Doc. C. N. R. S.*, t. IV, pp. 7-61.

BRELL, J. (1972).—«Estudio litoestratigráfico del Terciario del Oeste de Asturias y Galicia». *Tesis Univ. Complutense Madrid,* 341 pp.

BRELL, J. M., y DOVAL, M. (1974).—«Un ejemplo de correlación litoestratigráfica aplicado a las Cuencas Terciarias del NW de la Península». *Estudios Geológicos,* vol. XXX, pp. 631-638. Instituto Lucas Mallada (CSIC).

CALSTEREN, P. W. C. Van (1977).—«Geochronological, geochemical and geophysical investigations in the high-grade mafic-ultramafic complex at Cabo Ortegal and other pre-existing elements in the Hercynian basement of Galicia (NW Spain)». *Leidse Geol. Med.,* 51, pp. 57-61.

CAPDEVILA, R. (1969).—«Le metamorphism regional progressif et les granites dans le segment hercynienn de Galicie Nord Oriental (NW de l'Espagne)». *These. Universite de Montpellier,* 431 pp.

DEN TEX, E. (1966).—«Aperçu pétrologique et structural de la Galicie cristaline». *Leidse Geol. Med.,* 36, pp. 211-222.

FERNANDEZ POMPA, F., y PIERA RODRIGUEZ, T. (1973).—«Memoria y Hoja Geológica núm. 22 (Puentedeume). Mapa Geológico de España E. 1:50.000 (segunda serie)». *IGME* Madrid.

FLOOR, P. (1966).—«Petrology of an aegyrine riebeckite gneiss-bearing part of the Hesperian massif: the Galineiro and surrounding areas, Vigo, Spain». *Leidse Geol. Med.,* 36, pp. 1-204.

GALAN HUERTAS, E. (1972).—«Caolines Españoles; Geología, Mineralogía y Génesis». *Tesis doctoral. Bol. Soc. Esp. Cerámica y Vidrio,* editada en 8 fascículos. Madrid, 1973-1975.

HERNANDEZ SAMPELAYO (1942).—«El Sistema Siluriano. Explicación del Nuevo Mapa Geológico de España». *Mem. Inst. Geol. Min. España,* número 45, p. 789.

HUBREGTSE, J. J. M. W. (1973).—«High-grade metamorphic rocks of the Mellid area, Galicia, NW Spain». *Leidse Geol. Med.,* 49, pp. 9-31.

IGME.—«División de Geología. Hoja Geológica núm. 45 (Betanzos). Mapa Geológico de España E. 1:50.000 (primera serie)». *IGME.* Madrid.

— «Hoja Geológica núm. 69 (Santa Comba). Mapa Geológico de España E. 1:50.000 (primera serie)». *IGME.* Madrid.

— (1961).—«Hoja Geológica núm. 70 (Ordenes). Mapa Geológico de España E. 1:50.000 (primera serie)». *IGME.* Madrid.

— (1971).—«Hoja Geológica núm. 7 (Santiago). Mapa Geológico de España E. 1:200.000». *IGME.* Madrid.

— (1971).—«Hoja Geológica núm. 8 (Lugo). Mapa Geológico de España E. 1:200.000». *IGME.* Madrid.

— (1973).—«Hoja núm. 8 (Lugo). Mapa de Rocas Industriales E. 1:200.000». *IGME.* Madrid.

— «Hoja núm. 8 (Lugo). Mapa Geotécnico General E. 1:200.000». *IGME.* Madrid.

KONING, H. (1966).—«Les types des roches basiques et ultrabasiques qu'on

rencontre dans la partie occidentale de la Galicie (Espagne)». *Leidse Geol. Med.*, 36, pp. 235-242.

LOTZE, F. (1956).—«Das Präkambrium Spaniens». *N. Jahrb. Geol. Pal.*, núm. 8, pp. 373-388.

— (1966a).—«Präkambrium Spaniens». *Zlb. Geol. Paläont.*, Teil. I, núm. 5, pp. 989-1006, Stuttgart.

— (1966b).—«Kambrium Spaniens». *Zbl. Geol. Paläont.*, Teil I, núm 6, pp. 1206-1227, Stuttgart.

MALDONADO, A. (1977).—«Estudio Geológico-geofísico del surco Baldayo-Meirama-Boimil». *Tesis doctoral E. T. S. Ingenieros de Minas.* Madrid.

MATTE, Ph. (1968).—«La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne)». *These, Montpellier et Geol. Alpine*, 44, 128 pp.

MATTE, Ph., y CAPDEVILA, R. (1978).—«Tectonique en grans plis couchés en plissements superposes d'age hercynien dans la serie de Ordenes-Betanzos (Galice Occidental)». Geología de la parte Norte del macizo Ibérico. Ed. homenaje a I. Parga Pondal. Cuadernos del seminario de estudios cerámicos de Sargadelos núm. 27. *Ediciones del Castro*, Sada (La Coruña).

MEDUS, J., and NONN, H. (1963).—«Primeros resultados estudios geomorfológicos y palinológicos en Puentes de García Rodríguez». *Not. y Com. del IGME*, vol. 71, pp. 87-94, Madrid.

MEDUS, J. (1965).—«Contribution palynologique a la connaisance de la flore et de la vegetation neogene de l'ouest de l'Espagne: étude des sediments recents de Galice». *These 3.° cycle. Univ. de Montpellier*, 92 pp.

MONSELS, E. G. (1975).—«Enkele geologische aspecten van een gebied tussen Ordenes en de Westelijke randbreuk van het Ordenes Complex. Galice, NW Spanje.

MONTESERIN LOPEZ, V., y FERNANDEZ POMPA, F. (1973).—«Memoria y Hoja Geológica núm. 21 (La Coruña). Mapa Geológico de España E. 1:50.000 (segunda serie)». *IGME.* Madrid.

M. O. P. DIRECCION GENERAL DE CARRETERAS. DIVISION DE MATERIALES (1971).—«Estudio previo de terrenos, autopista La Coruña-frontera portuguesa. Tramo: Carballo-Padrón». 80 pp. y 2 planos.

NONN, H. (1966).—«Les regions cotieres de la Galice (Espagne)». *Publications Fac. des lettres. Univ. Strasbourg*, t. III, pp. 1-591.

— (1967).—«Representación de algunos depósitos superficiales en el occidente de Galicia». *Not. y Com. del IGME*, t. 95, pp. 89-105.

PARGA PONDAL, I. (1956).—«Nota explicativa del mapa geológico de la parte NO de la provincia de La Coruña». *Leidse Gool. Med.*, 21, pp. 468-484.

— (1958).—«El conocimiento geológico de Galicia». *Ed. Citania*, Buenos Aires, 19 pp.

— (1960).—«Observación, interpretación y problemas geológicos de Galicia». *Not. Coms. Inst. Geol. Min. Esp.*, 59, pp. 33-358.
— (1963).—«Mapa petrográfico estructural de Galicia». *Inst. Geol. Min. España.*
— (1967).—«Carte geologique du Nord-ouest de la península Ibérique (Hercynien et ante-hercynien). Escala 1:500.000. Primera reunión sobre la geología de Galicia y del Norte de Portugal (1965)». *Servicio Geológico de Portugal.*
PARGA PONDAL, I.; MATTE, P., et CAPDEVILA, R. (1964).—«Introduction a la geologie de "l'Ollo de Sapo". Formation porphyroide antesilurienne du nord ouest de l'Espagne». *Notas y Comuns. Inst. Geol y Minero de España, núm.* 76, pp. 119-154.
PARGA, J. R. (1969).—«Sistemas de fracturas tardihercínicas del Macizo Hespérico». *Trabajos de laboratorio geológico de Lage,* núm. 37, pp. 1-15.
PRADE, H. O. (1964).—«Complejo granítico de La Coruña y rocas vecinas».
RIBEIRO, A. (1970).—«Position structurale des massifs de Morais et Braganca (Tras-os-Montes)». *Com. Serv. Geol. Portugal,* 104, pp. 115-138.
RIES, A. C., y CHACKLETON, R. M. (1971).—«Catazonal complexes of northwest Spain and north Portugal remmants of a Hercynian thrustplate». *Nature Physical Science,* vol. 234, pp. 65-68.
SCHULZ, G. (1835).—«Descripción geognóstica del Reino de Galicia». *Madrid. Imp. Hs. de Collado,* 52 pp.
WARNAARS, F. W. (1967).—«Petrography of a peridotite-amphibolite and gabbro-bearing poly-orogenic terrain N.W. of Santiago de Compostela (Spain)». *Ph. D. Thesis. Leiden Univ.*, 208 pp.
ZUUREN, A. Van (1969).—«Structural petrology of an area near Santiago de Compostela (N.W. Spain)». *Leidse Geol. Med.*, 45, pp. 1-71.

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

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA