



# IGME

151

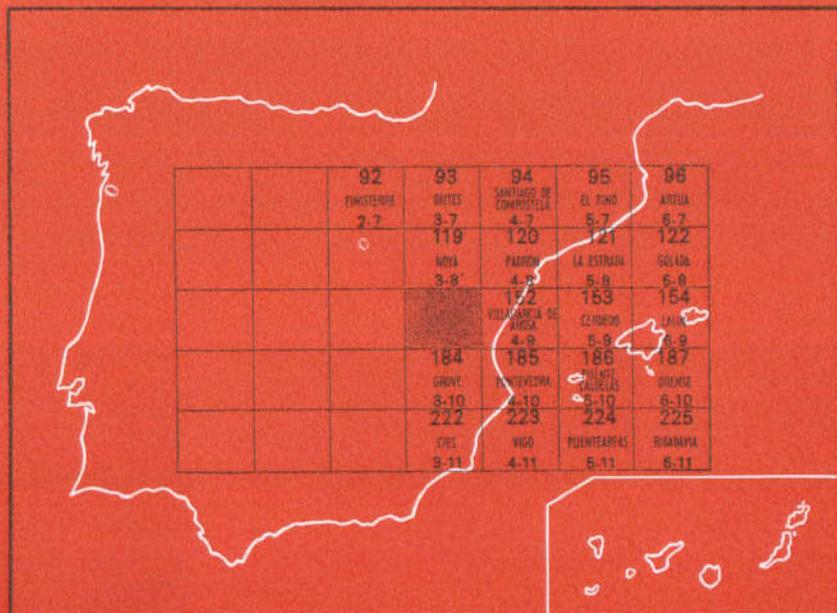
8-9

## MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

# PUEBLA DE CARAMIÑAL

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

**MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA**

**E. 1:50.000**

**PUEBLA DE CARAMIÑAL**

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES  
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por IMINSA, bajo normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido en su realización los siguientes autores:

En *Cartografía*: José Galán Arias, Rafael Fernández Rodríguez-Arango, Licenciados en Ciencias Geológicas. Florencio Aldaya Valverde, Doctor en Ciencias Geológicas, Francisco Ruiz Arias (Cuaternario) y Francisco González Lodeiro, Licenciados en Ciencias Geológicas.

En *Memoria*: José Galán Arias, Rafael Fernández Rodríguez-Arango y Francisco Ruiz Arias (Cuaternario), Licenciados en Ciencias Geológicas.

En *Petrología*: Alberto Peón Peláez, Licenciado en Ciencias Geológicas; J. D. Hilgen, Doctor en Ciencias Geológicas, y el Departamento de Mineralogía de la E.T.S.I.M. de Madrid.

*Asesoramiento en campo y Memoria*: Florencio Aldaya Valverde, Doctor en Ciencias Geológicas; Francisco González Lodeiro, Licenciado en Ciencias Geológicas; Charles E. S. Arps y J. D. Hilgen, Doctores en Ciencias Geológicas, Universidad de Leiden (Holanda).

*Supervisión*: Argimiro Huerga Rodríguez, Licenciado en Ciencias Geológicas (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 - 41.410 - 1981

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

## 1 INTRODUCCION

La Hoja núm. 151, Puebla del Caramiñal, del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000, se encuentra situada en la vertiente atlántica del ángulo NO de la Península Ibérica, y delimitada por las coordenadas 8° 51' 10,8", 9° 11' 10,8" de longitud Oeste (meridiano de Greenwich) y 42° 30' 04,5", 42° 40' 04,5" de latitud Norte.

Geográficamente la Hoja ocupa gran parte de la Península de Barbanza, enmarcada por la ría de Muros, al NO, y por la de Arosa, al SE, incluyendo la Isla de Arosa; siendo sus núcleos de población más importantes las villas de Santa Eugenia de Ribeira, La Puebla del Caramiñal, Boiro y Arosa.

Geomorfológicamente existen en la Hoja dos zonas claramente diferenciadas, como son las ocupadas por los esquistos y paraneises, de relieves suaves, con desarrollo, grande en superficie y escaso en potencia, de suelos que dan lugar a las praderías típicas en toda Galicia y franja Norte de la Península Ibérica. Contrastando con esta morfología existe la condicionada por las rocas graníticas, con relieves notoriamente marcados y, por lo demás, característicos de este tipo de rocas.

Ya desde un punto de vista estrictamente geológico, la Hoja se sitúa en la «Galician-Castilian Zone» establecida por LOTZE (1945) y posteriormente revisada por MATTE (1968), quien denomina a este área Zona V, Galicia Occidental-NO de Portugal. Más recientemente JULIVERT, FONTBOTE, RIBEIRO y CONDE (1972) adoptan la división y terminología de LOTZE al establecer la división en zonas de la Península Ibérica.

Hay que distinguir entre los antecedentes bibliográficos de esta zona los que corresponden a trabajos antiguos y recientes, considerando el comienzo de estos últimos a partir de la publicación del «Mapa Petrográfico Estructural de Galicia», de PARGA PONDAL, en el año 1963.

Los primeros trabajos son los mismos que para toda la parte Noroeste de la Península y tiene, por tanto, un carácter muy general.

Comienzan con el «Mapa Petrográfico del Reyno de Galicia», de SCHULTZ, en 1834, y el Geológico de Galicia a escala 1:400.000, de HERNANDEZ SAMPELAYO, en 1942.

Ya en 1945 CARLE presenta un mapa geotectónico del occidente de Galicia, y a partir de 1946 y bajo la dirección de PARGA PONDAL empieza a funcionar el Laboratorio Geológico de Lage.

Dentro de todo este primer grupo de trabajos, que favorecieron grandemente el conocimiento regional de Galicia que hasta entonces se tenía, son más recientes los de LOTZE (1956 y 1957) y PARGA PONDAL (1956, 1958, 1960 y 1963).

Es a partir del año 1963, y con la publicación del mapa citado anteriormente, cuando comienzan a publicarse trabajos de más detalle, como son los de los holandeses, de la Universidad de Leiden, que desde 1954 venían trabajando en el Noroeste de la Península, bajo la dirección de DE SITTER (1955-1957), DE ROEVER (1956-1958) y DEN TEX a partir de 1959, y cuyo resultado fueron más de 60 tesis de licenciatura (no publicadas) y diez tesis doctorales (posteriores a 1964).

Dentro de estos trabajos hay que destacar, por estudiar parte de lo que constituye la superficie de la Hoja de Puebla del Caramiñal, los de ARPS (1970), que llegan hasta la parte Norte de la Ría de Arosa.

Cabe citar la existencia de una síntesis de la cartografía existente a escala 1:200.000 de la Hoja núm. 16-26, Pontevedra-La Guardia, y que se encuentran en fase de ejecución para el plan MAGNA todas las Hojas colindantes con la de Puebla del Caramiñal.

Que afecten en forma más particular a esta Hoja existen los trabajos de VON RAUMER (1962-1963) sobre la Península de Barbanza, de ARPS (1970) sobre la «Región de Noya», y los inéditos de BREMMER (1973) y ARIESEN (1974), presentados como tesis de licenciatura en la Universidad de Leiden (Holanda).

Los materiales aflorantes pueden dividirse en tres grupos, bien distintos unos de otros:

- En la esquina NE de la Hoja los esquistos y paraneises del Complejo de Noya, los cuales a pesar de su escasa representación, 1,5 Km<sup>2</sup>, tienen una gran importancia, como posteriormente veremos.
- El O de éstos, una zona de granitoide migmatítico con ortoneises glandulares y granodioritas precoces.
- Ocupando la casi totalidad de la Península de Barbanza existen fundamentalmente dos granitos, hercínico uno y tardi-hercínico el otro, emplazados en metasedimentos, con desarrollo de corneanas en algunos casos.

## 2 ESTRATIGRAFIA

### 2.1 ESQUISTOS Y PARANEISES DEL COMPLEJO DE NOYA (PC-CA)

Las apreciaciones de tipo estratigráfico de estos materiales están limitadas por la reducida superficie que ocupan en la Hoja.

Se trata de una serie monótona de paraneises de origen grauváquico, ricos en plagioclasa, con algunas intercalaciones de esquistos, no habiéndose apreciado ningún otro tipo de litología.

### 2.2 ESQUISTOS Y PARANEISES (PC-Se)

En toda la Península de Barbanza, y en concreto en la zona que delimita la Hoja, existe una serie metasedimentaria no migmatizada en contacto fallado al NE con el granitoide migmatítico. En grandes y pequeñas superficies estos metasedimentos están intruidos por los granitos hercínicos y tardihercínicos.

Sus condiciones de afloramiento no son las óptimas, en absoluto, para la resolución de los problemas que plantean.

Principalmente se trata de esquistos micáceos ricos en cuarzo, cuyo origen serían rocas pelíticas. Dentro de estos esquistos micáceos existen zonas en las que la presencia de otras facies caracterizan localmente la serie. Así, al O de Boiro y N de Rosomil hay frecuentes niveles de metacuarcitas, esquistos grafitosos y esquistos con andalucita y granates.

Respecto a las metacuarcitas pueden alcanzar potencias de hasta 25 metros en niveles generalmente ausentes de alteración, lo que permite su explotación para áridos.

Los esquistos grafitosos alcanzan potencias máximas muy inferiores, siendo la mayor observada de 2-3 metros y la media de 10-15 cm. Por su característica sedimentaria son niveles excelentes para establecer un criterio de polaridad de las deformaciones, si bien son datos puntuales. Al ser capas de fácil acuñamiento no constituyen niveles guía que permitan la extrapolación de las observaciones. Suele ser frecuente la observación en ellos de filoncillos de cuarzo con plegamiento ptigmático.

En la citada zona las dos facies descritas coexisten con esquistos ricos en andalucita y granates macroscópicos. La andalucita alcanza tamaños de 2-3 cm. (quistolita) y se observan dos generaciones: una, interfases 1-2, con sombras de presión de  $F_2$  no muy alargadas, y otra posterior, de quiasolititas desordenadas sobre los planos  $S_2$  y más raramente oblicuas a cualquier plano. Estas dos generaciones de andalucita, motivada por metamorfismo de contacto, indicarían, al menos en esta zona, dos movimientos del Granito Hercínico de Barbanza.

Las facies de esquistos grafitosos y esquistos con andalucita se han observado también, con iguales características, en la franja de metasedimentos al NO de Puebla del Caramiñal, no existiendo la de metacuarcitas.

En toda la zona S y O de los metasedimentos sólo se observan los esquistos micáceos, con mayor o menor andalucita y granate según la proximidad del granito de Barbanza, no viéndose metacuarcitas y muy rara vez esquistos grafitosos.

Intercaladas en la serie y de forma escasa existen bandas de paraneises de origen grauváquico y metaconglomerados.

También en escaso número existen delgadas bandas de anfibolitas, aparentemente interestratificadas.

### 2.3 CUATERNARIO (Q<sub>2</sub>Al, Q<sub>2</sub>Cl, Q<sub>2</sub>D, Q<sub>2</sub>I, Q<sub>2</sub>M, Q<sub>2</sub>Ar)

A todo lo largo de la costa atlántica de Galicia se constata la existencia de una antigua línea de costa, actualmente emergida y situada a una cota variable sobre el nivel del mar. Igualmente ocurre en esta zona de la Península de Barbanza, si bien las características topográficas establecidas por el remodelado posterior a la emersión hace que esta antigua línea de costa, o límite interno de rasa litoral, sea a veces difícilmente establecida y sólo se pueda en algún caso aproximar su trazado.

No se conservan depósitos de rasa con entidad suficiente para ser cartografiados. En la zona de Punta Valieiras, al norte de Corrubedo, existen bolas dispersas de los niveles basales de la rasa.

La costa es en general baja, con acantilados costeros de poca altura, inferior a los 10 m., y pendiente suave hacia el interior. No es muy accidentada y se desarrollan amplias zonas de playas de arena (Q<sub>2</sub>Ar). La eolización de estos depósitos de playa hace que se desarrollen cordones litorales de dunas (Q<sub>2</sub>Cl), frecuentemente estabilizadas o semiestabilizadas por vegetación. La eolización de las arenas puede rebasar en los tamaños más finos los límites del cordón litoral hacia el interior, produciéndose mantos arenosos que cubren parcialmente los materiales del sustrato.

La Playa de Corrubedo se mantiene en actividad eólica intensa, que ha desarrollado una duna (QD) de 1 Km. aproximadamente de longitud y 200-250 m. de ancho y 10-12 m. de altura. Los vientos dominantes oscilan estacionalmente, con lo que en la parte superior se desarrolla un conjunto de frentes menores de 0,50-1 m. de altura y longitud inferior a la centena de metros, desarrollados a su vez a partir de campos de ripples eólicos decimétricos. En su conjunto, el avance es hacia el interior.

En esta misma zona de Corrubedo llegan al mar unos pequeños cursos fluviales que se anastomosan en la zona más próxima a la playa. La presencia del cordón litoral impide un normal vertido al mar del agua dulce, estableciéndose unas marismas (Q<sub>2</sub>M) y laguna.

En el resto de la Hoja la red fluvial es muy reducida y aislada, tratándose prácticamente de una red lineal centrípeta desde el macizo de Pedras Negras. Lo reducido de las cuencas hidrográficas respectivas, el carácter estaciona o intermitente de los ríos y el no haber alcanzado éstos su perfil de equilibrio determinan la casi ausencia de depósitos aluviales (Q<sub>2</sub>A1), excepto en la parte baja.

En la zona más próxima a la costa existe también una serie de depósitos indiferenciados (Q<sub>2</sub>l), constituidos por materiales de diversa índole.

### 3 PETROLOGIA

#### 3.1 ROCAS PLUTONICAS

##### 3.1.1 ROCAS GRANITICAS (s.l.)

Comenzando de NE a SO de la Hoja y encuadrándolas en sus respectivos dominios, existen las siguientes rocas graníticas:

- En el Complejo de Noya:
  - Granito de dos micas de grano medio.
- En el dominio migmatítico y de las rocas graníticas-Grupo de Lage: Grupo constituido por una asociación de rocas orientadas, graníticas, neísicas, glandulares y esquistosas, que en su conjunto se hallan muy tectonizadas y en parte milonitizadas, y que posteriormente han sufrido parcialmente un intenso proceso de migmatización, con un metasomatismo posterior de gran importancia (PARGA-PONDAL, 1960):
  - Ortoneis glandular.
  - Granodiorita precoz con megacristales.
  - Granitoide migmatítico.
- En la zona O de ambas:
  - Granito de dos micas de grano medio a grueso (Granito tipo de Barbanza).
  - Granito de dos micas de gran fino medio (Granito tipo de Corrubedo).
  - Granodiorita Biotítica (Granito tipo de Caldas de Reyes).

##### 3.1.1.1 Granito de dos micas de grano medio (3γ<sub>mb</sub><sup>2</sup>) - Complejo de Noya

En la pequeña zona de la Hoja, con materiales del Complejo de Noya se localiza una banda granítica, con dirección NNO-SSE, desde las proximi-

dades de Vilariño adelgazándose hasta la costa en las cercanías de Agüeiro. Se trata, como queda enunciado, de un granito de dos micas de grano medio en el que se observa una deformación de  $F_2$  en las micas.

### 3.1.1.2 **Ortoneis glandular** (NG $\gamma^1_{mb}$ )

Una de las rocas características del complejo migmatítico en la Hoja es la banda de ortoneises glandulares, cuya dirección es NNO-SSE y una anchura de unos 150 m. También afloramientos de esta roca, pequeños en dimensiones pero de gran calidad para la observación, en Puente Goyanes (en el punto de partida de la carretera Puente Goyanes-Noya). Se trata de una roca con textura antiguamente porfiroblástica, caracterizada por la presencia de grandes «ojos» (1 a 8 cm.) blásticos de feldespatos cuyo eje mayor es paralelo a la foliación. El contorno de los fenocristales es irregular debido a fenómenos de rotación, fracturación y posterior recristalización. Normalmente se trata de microclinas, a veces maclas de Carlsbad, conteniendo pequeños cristales de plagioclasa rodeados por una corona albitica (GIL IBARGUCHI, 1979).

En cuanto a su edad, VAN CALSTEREN et al (1977), por la relación  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , les otorgan 462 M.a.

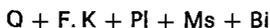
La relación genética de esta textura con las fases de deformación en el ámbito de esta Hoja no queda del todo clara, pero dentro del mismo dominio, al E del Complejo de Noya, y en la Hoja de Padrón, donde existen los mismos ortoneises en cuerpos mayores, se han observado pliegues agudos en la foliación a escala centimétrica, con desarrollo de esquistosidad de plano axial aparentemente concordante con la observada en el granitoide migmatítico de su entorno y que sabemos es de  $F_2$ .

Por otro lado, también en la Hoja de Padrón (NE de la que nos ocupa) en los citados cuerpos de ortoneis glandular se observan pliegues, difícilmente dimensionables, pero que se repiten en todos los casos. Teniendo en cuenta que las estructuras de  $F_3$  no parecen alcanzar un gran desarrollo en esta zona, pensamos que estos pliegues tienen su origen en la  $F_2$ .

Enlazando estas dos observaciones, que si bien no fueron realizadas en esta Hoja, su ubicación geológica es exacta a la aquí descrita, concluimos que la laminación del ortoneis glandular tiene su origen en la  $F_1$ , siendo plegada posteriormente por la  $F_2$ , y con desarrollo de  $S_2$ , al menos en algunas zonas.

En el afloramiento de Puente Goyanes, se observan numerosas intrusiones de granito, tanto orientado como no, en el ortoneis.

La paragénesis principal es:



con circón y apatito como accesorios.

### 3.1.1.3 Granodiorita precoz con megacrístales ( $b\gamma\eta^2$ )

Continuando en el dominio migmatítico existen en él cuerpos alargados de este tipo de roca. Las dimensiones que alcanzan en esta Hoja son de hasta tres kilómetros de largo por doscientos metros de ancho. En el interior las condiciones de afloramiento no son buenas, resaltando exclusivamente los tramos en los que los megacrístales alineados de feldespato potásico son visibles. Pero en los tramos E de costa de la pequeña península de Cabo de Cruz Abanqueiro se observa claramente la composición de estos cuerpos granodioríticos.

En realidad se trata de una serie alternante de granodiorita con megacrístales, paraneises migmatizados y granito de dos micas orientado. Las potencias de cada uno son muy variables, si bien son menores las de paraneises y granito que las de granodiorita, que puede llegar a 40-50 metros por paquete.

Todo el conjunto está deformado por la  $F_2$ , y las direcciones de  $S_2$  son concordantes en las tres litologías.

El tamaño normal de los megacrístales, siempre en macla de Carlsbad, es de tres-cinco centímetros de largo, pero no son infrecuentes los tamaños que llegan a los 10 centímetros.

El emplazamiento de la granodiorita con megacrístales tuvo lugar antes de la  $F_2$ , como lo demuestra la concordancia de medidas de orientación con las observadas en los granitos deformados de dos micas, intercalados con ella, inter  $F_1$ - $F_2$ , y no parece estar relacionada con fallas.

La paragénesis observada es:



con circón, opacos, apatito y turmalina como accesorios.

Los megacrístales son de Feld. K, microclina perítica muy cataclástica. La plagioclasa es oligoclasa andesina. La biotita se transforma en clorita + sagenita.

### 3.1.1.4 Granitoide migmatítico ( $\gamma\psi^2$ )

En contacto mecánico, al E con el Complejo de Noya, y al O con los esquistos sin migmatizar y granito hercínico, existe una zona ocupada principalmente por un granitoide migmatítico.

Se trata de una roca granítica muy tectonizada y migmatizada, con tamaños de grano que abarcan del fino al grueso, con muy frecuentes restitutos de materiales preexistentes, que en ocasiones llegan a alcanzar superficies cartografiables, pero cuyos contactos son en extremo difíciles de precisar a esta escala.

Este tipo de roca es el mismo que aflora al E del Complejo de Noya,

comprendiendo el ámbito de la Hoja de Padrón (120) y parte de las de Santiago de Compostela (94) y Villagarcía de Arosa (152).

Es un granito de anatexia, interfases, paraautóctono, en el que se aprecian zonas que han tenido un movimiento relativo, independizándose del resto de la masa granítica.

En la localidad de Puente Goyanes se han observado claras muestras de intrusiones de esta roca en el ortoneis glandular.

Ha sido afectado por la  $F_2$ , que tal vez ha dejado algún tipo de estructura, pero que no se ha podido determinar habida cuenta de las deficientes condiciones de afloramiento.

### 3.1.1.5 Granito de dos micas de grano medio a grueso ( $_{2-3}\gamma^2_{mb}$ ). Granito de Barbanza

Ocupando las partes norte y central de la Hoja, se sitúa este granito que tiene gran representación regional, llegando hasta el norte de Galicia, donde PARGA-PONDAL (1953, 1956), lo denomina Granito de Lage.

Es, pues, un granito de dos micas cuyo tamaño de grano es medio-grueso con algunas zonas, como en la esquina NO de la superficie emergida de la Hoja, en que el grano es fino-medio, recordando un tanto al granito de grano medio (Granito de Corrubedo), que luego veremos.

Localmente existen megacristales de 4-5 cm., como por ejemplo en los alrededores de Molinos (centro de la Hoja).

Dentro de él se encuentran xenolitos de esquistos, algunos de considerable extensión, metamorizados por contacto, pero no llegando en ningún caso a la facies corneana, así como schlierens de biotita, que van de algunos centímetros a medio metro.

La orientación de biotitas coincide con la regional de  $S_2$  en los esquistos adyacentes, siendo los buzamientos de verticales a subverticales al NE.

Debido a la deformación sufrida por este granito no se da la disyunción bolar propia de los no deformados, como ocurre en la granodiorita biotítica (Granito de Caldas de Reyes), también en la Hoja.

### 3.1.1.6 Granito de dos micas de grano fino-medio ( $_{3-4}\gamma^2_{mb}$ ). Granito de Corrubedo

Es un granito de dos micas, grano fino-medio, bastante deformado, con frecuentes enclaves biotíticos que en general presentan una disposición lineal discontinua siguiendo la dirección general de las estructuras.

Estos xenolitos pueden presentarse en manchones de hasta 50 cm., donde puede observarse las fases 1 y 2 (pues aunque el granito es posterior a la fase, estos enclaves son anteriores y fueron segregados por éste).

Englobados dentro de este granito, existen zonas afectadas por una fuerte migmatización, claramente diferenciadas en el mapa.

En tramos localizados presenta megacristales, normalmente orientados según la dirección de las estructuras generales. Asimismo existen algunos enclaves de metasedimentos, donde es difícil reconocer las estructuras.

Este granito probablemente corresponde a una variedad del granito de Barbanza.

En su contacto NE con los esquistos presenta una fuerte deformación.

No se observa, en la zona de contacto con los esquistos, minerales de metamorfismo de contacto, pudiendo considerarlo como un granito parautóctono (granito alcalino poco intrusivo).

### 3.1.1.7 Granodiorita biotítica ( $\gamma\eta^2_b$ ). Granito de Caldas de Reyes

En la zona S de la Península de Barbanza, así como en la S de Cabo de Cruz-Abanqueiro e Isla de Arosa, aflora una roca granítica de grano grueso, con biotita, tardihercínica, con la típica morfología en bolas de los granitos sin deformar.

Ocasionalmente, más bien en los bordes, puede contener también moscovita y pequeñas drusas de piritita o de cuarzo ahumado (VON RAUMER, 1962.)

Especialmente en la zona de Cabo de Cruz y también, aunque en menor cantidad, en las inmediaciones de Aguiño, son muy frecuentes la presencia de xenolitos de los materiales que englobó el granito en su emplazamiento. Así, pueden reconocerse bloques de granitoide migmatítico, ortoneis glandular, granodiorita precoz en Cabo de Cruz y de esquistos en el área de Ribeira-Monte Castro-Sobridos. Estos bloques, especialmente los del primer grupo, pueden alcanzar superficies de 50 metros cuadrados.

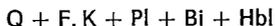
Localmente y con cierta frecuencia se encuentran facies de grano más fino, y en ocasiones los feldespatos presentan orientaciones de flujo.

Es muy frecuente observar procesos de epidotización. El granito está fuertemente diaclasado, hasta el punto, como ocurre en la Isla de Arosa, que fracturas condicionan netamente la actual morfología. En estas zonas de fracturas son típicas las concentraciones de clorita, dando una tonalidad verdosa muy típica.

Químicamente se trata de una roca ígnea calcoalcalina con una temperatura de emplazamiento muy superior a la de los granitos de Barbanza y Corrubedo, lo que ocasiona en los contactos con los metasedimentos zonas de corneanas en las que los cristales de Sillimanita alcanzan tamaños espectaculares de 1-2 cm., como ocurre, por ejemplo, en el xenolito de esquistos englobado por este granito en la Playa de Palmeira.

En toda la zona E y central de los metasedimentos este granito ha de estar muy próximo a la superficie actual dado el considerable número de apófisis existentes que se han cartografiado y otras que no se ha hecho debido a sus reducidas dimensiones.

La asociación mineral más frecuente es:



con circón, apatito, clorita y opacos como accesorios. Hay sustituciones entre microlina y plagioclasa, así como entre cuarzo y plagioclasa. Hay seritización y zonado en las plagioclasas.

### 3.1.2 ROCAS FILONIANAS POSTECTONICAS (FA, FP)

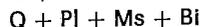
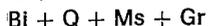
Cronológicamente posterior a todas las rocas descritas hasta ahora, se desarrolla por toda la Hoja un cortejo de aplitas y pegmatitas. Así, son de destacar la aplita con cuarzos rosados asociada a la falla que separa el Complejo de Noya del dominio migmatítico y la pegmatita con mineralización de Wolframio, en otro tiempo explotado, en el valle del arroyo de la Portela.

## 4 METAMORFISMO

El metamorfismo regional en la Hoja de Puebla del Caramiñal se caracteriza por ser de bajo grado, correspondiendo en general a la facies de esquistos verdes. Las asociaciones minerales encontradas indican un tránsito progresivo de la zona de la clorita a la del granate como máximo, ya que no se ha encontrado estauroлита, correspondiendo a la zona de la biotita el área más amplia.

Los minerales índice del metamorfismo regional son únicamente clorita-biotita y almandino, ya que la andalucita, frecuente en algunas paragénesis, está restringida a las zonas próximas a los granitos, por lo que se considera originada por las intrusiones. No aparecen ni estauroлита ni cloritoide, la primera sin duda por no alcanzarse las condiciones precisas, y el cloritoide debido a que la composición original de las rocas no fuese apropiada.

Las paragénesis más frecuentes son las siguientes:



Asociaciones todas ellas que se pueden encuadrar dentro de las sub-facies de los esquistos verdes del metamorfismo Abukuma (WINKLER, 1967)

o intermedio de presión más baja y que corresponden también al denominado estadio de grado bajo (WINKLER, 1974).

De la ausencia de estauroлита se deduce que las condiciones de T y P reinantes durante el metamorfismo fueron en este área inferiores a  $540 \pm 30^\circ$  y 4.000 bars, establecidas experimentalmente por GANGULY (1969) para la reacción:



Con posterioridad ha existido un retrometamorfismo bastante importante, que se manifiesta sobre todo en la cloritización de la biotita.

Por lo que respecta al metamorfismo de contacto, el alcanzado en el emplazamiento del granito de Caldas de Reyes, con formación casi general de corneanas con sillimanita y andalucita, es superior al de las aureolas de los granitos de Barbanza y Corrubedo, en las que, si bien existe andalucita (quiazolita), rara vez se llega a la sillimanita.

## 5 TECTONICA

Desde el punto de vista estructural se pueden distinguir, dentro de la Hoja de Puebla del Caramiñal, tres conjuntos, tal como se cita en el primer capítulo.

- El Complejo de Noya.
- El Dominio migmatítico y de las rocas graníticas-Grupo de Lage.
- La Granodiorita de Caldas de Reyes.

Los dos primeros fueron deformados por las fases hercínicas, mientras que el tercero corresponde a un granito tardío de la serie calco-alkalina (CAPDEVILA Y FLOOR, 1970) afectado por las fases tardihercínicas de fracturación.

Previamente a la descripción de cada uno de los dos primeros se hará un extenso capítulo de antecedentes, especialmente en lo que se refiere al «Complejo de Noya».

### 5.1 COMPLEJO DE NOYA

Corresponde a parte del «Complejo antiguo», de PARGA PONDAL (1960).

Según este autor, está formado por un conjunto o complejo de rocas: granitos, gneises y esquistos, en general muy variado, pero que se distingue claramente por su aspecto de las rocas del «Grupo de Lage».

Las diferencias fundamentales, según este autor, son:

- El alto metamorfismo a que han sido afectadas;
- el presentar una lineación mineral muy marcada;

- el tener una deformación ultramilonítica, que afecta a todas las rocas del Complejo, junto con una intensa cataclasis y fuerte recristalización, y
- el encontrar frecuentes intrusiones de rocas básicas, en forma de filones o grandes lentejones, en general concordantes y profundamente metamorfizados y transformados en anfibolitas y eclogitas (estas últimas fuera de la Hoja, más al Norte).

Para este autor, este Complejo puede seguirse desde Malpica (provincia de La Coruña) hasta Vigo (provincia de Pontevedra), con una dirección Norte-Sur.

Dentro de las rocas que se encuentran dentro del Complejo, hace hincapié en los gneises con riebeckita y ferrohastingita, que están discordantes y son posteriores a las rocas del resto del Complejo, sin penetrar nunca en las rocas del Grupo de Lage.

Según este autor, las rocas del Complejo serían más antiguas que las del Grupo de Lage, ya que además de no existir en estas últimas los gneises alcalinos, presentan fenómenos de polimetamorfismo y granitizaciones que se desconocen en otras rocas gallegas. Señala también que la relación entre el Complejo Antiguo y el Grupo de Lage es anormal y de carácter tectónico, aunque nunca se llega a observar bien el contacto. Por último señala que debe representar el ciclo sedimentario y orogénico más antiguo de Galicia.

Más recientemente, DEN TEX Y FLOOR (1967) lo denomina «Fosa blastomilonítica», manteniendo este nombre los geólogos de las Escuelas de Leiden para los trabajos dedicados al estudio de estas rocas.

De todos ellos cabe destacar AVE LALLEMANT (1965), DEN TEX (1965), FLOOR (1965 y 1966), PRIEM et al (1966), DEN TEX y FLOOR (1967) y ARPS (1970). El penúltimo trabajo es una síntesis de todos los anteriores, y en él se da una historia del metamorfismo, plutonismo y tectónica de este Complejo, después de hacer un estudio detallado de las rocas que afloran dentro de él.

Para estos autores, los terrenos, probablemente precámbricos, sufren procesos epirogénicos, formándose un «graben» limitado por fallas normales en los tiempos preordovícicos, en el que intruyen magmas graníticos que dan lugar a fenómenos de metamorfismo de contacto en los paragneises adyacentes, y es interrumpido por la intrusión de un haz de diques básicos. La edad de la cristalización de los magmas graníticos sería entre los 500 y 465 m.a., —dataciones según PRIEM et al (1966)—. Inmediatamente antes de la orogenia hercínica, estos materiales están hundidos a un nivel donde sufrieron una deformación penetrativa y metamorfismo tipo Abukuma durante esta orogenia, produciéndose fenómenos de gneisificación y parcialmente blastomilonitización en los granitos, recristalización de las rocas básicas en anfibolitas y deformación y metamorfismo en los paragneises.

Este proceso orogénico lo sufrirían las rocas situadas fuera del «graben», alcanzando el frente de migmatización y granitización el nivel que presentan actualmente. Posteriormente se produce una relajación de esfuerzos, desarrollándose nuevas fallas normales y reactivándose otras que dan lugar al «graben» actual. Durante este tiempo y aprovechando las fases de tensión intruyen las granodioritas precoces. Al final de los movimientos hercínicos se produce un fenómeno de aplastamiento que deforma y filonitiza parcialmente las granodioritas precoces y los granitos palingenéticos de dos micas. Posteriormente se produce el emplazamiento de las granodioritas tardías (granito de Caldas de Reyes) que no presentan deformación y que cortan al «graben».

Finalmente, estos autores señalan que son reactivadas durante el Terciario las fallas que limitan esta «fosa», depositándose en ella Mioceno lacustre. Más recientemente, existe una serie de trabajos sobre este Complejo, entre los que cabe destacar el de ARPS (1970), en el que se hace una cartografía y estudio petrológico muy detallado, tanto de la parte del «Complejo de Noya» como del «Grupo de Lage», PRIEM et al (1970), en el que se datan el plutonismo ordovícico, dando edades entre 460 a 430 m.a., DEN TEX y FLOOR (1971), ENGELS et al (1974), DEN TEX (1974) y DEN TEX (1977), en los que se mantienen las mismas ideas, aunque en el último trabajo citado se da mayor importancia a la intrusión de los granitos del Ordovícico Superior y el metamorfismo acompañante, como expresión de una distensión subcontinental durante los tiempo caledonianos.

ARPS et al (1977) proponen como mecanismo para la formación de la «Fosa» la existencia de un penacho «mantle plume» en el Paleozoico Inferior, que intruiría originando un domo que daría lugar a la formación de fallas profundas con movimiento vertical, produciendo una tectónica de «Horst» y «Graben». Uno de estos «graben» correspondería a la «Fosa». Los neises alcalinos a hiperalcalinos estarían en relación, según ellos, con este diapiro y con el domo térmico que lo acompaña.

Recientemente, VAN CALSTEREN y DEN TEX (1978), en la misma línea que en el trabajo anterior, proponen que asociado el emplazamiento diapírico de un penacho con rejuvenecimiento de la base de la corteza, tiene lugar la formación de un rift continental, que da lugar a una incipiente expansión oceánica durante el Paleozoico Inferior en la parte occidental de Galicia. Este proceso fue acompañado en la Fosa Blastomilonítica y Polimetamórfica por abundante magmatismo granítico de tendencia hiperalcalino en el Ordovícico y Silúrico.

En 1971 RIES y SHACKLETON publican un interesante trabajo interpretando los complejos de «Cabo Ortegal», «Ordenes», «Fosa Blastomilonítica», «Braganza» y «Morais» como restos de un gran cabalgamiento durante la orogenia hercínica de al menos unos 150 Km. hacia el Este de materiales precámbricos sobre sedimentos silúricos. Con respecto a la «Fosa Blasto-

milonítica» sugieren que se trata de una sinforma en cuyo núcleo se encontraría el citado manto.

Recientemente, BAYER y MATTE (1979) proponen para Ortegá un modelo similar al propuesto por los autores anteriormente citados.

Respecto a la reducida superficie de 1,5 Km<sup>2</sup> en la esquina NE de la Hoja, en que afloran las paraneíses del «Complejo de Noya», en el corte realizado en la costa se observan dos fases de deformación: la F<sub>1</sub> da lugar a una esquistosidad de flujo y la F<sub>2</sub> a una fuerte esquistosidad de crenulación y recristalización con dirección aproximada N-S y fuerte buzamiento al O.

Asimismo se observan muchos micropliegues de F<sub>2</sub>, cuyo criterio es de flanco O de sinforma. Los ejes de estos micropliegues, y en general las lineaciones de intersección y de estiramiento, tienen una dirección N-S con un ligero buzamiento al N que no sobrepasa en esta zona los 10°.

La visión conjunta de la estructura del «Complejo de Noya» se completa con la continuación de este corte, hacia el E, en la esquina SO de las vecinas Hojas de Padrón, y la NO, de Villagarcía de Arosa. En ellas se puede precisar la situación de la zona de charnela y el flanco E de la sinforma, siempre siguiendo los mismos criterios observados en este flanco.

En esta Hoja no se han observado estructuras de F<sub>3</sub>, pero sí se han registrado a muy poca distancia de la esquina NE, en la Hoja de Villagarcía de Arosa, viéndose una tenue esquistosidad de crenulación muy tendida hacia el E.

Tanto hacia el E, en las Hojas vecinas, como hacia el O, ya fuera del complejo, la asimetría de los pliegues de segunda fase es la misma y la vergencia y simetría de los pliegues menores de F<sub>2</sub> que se observan en los materiales de fuera del complejo coinciden respectivamente en cada flanco del pliegue con las que se observan en los materiales del complejo.

De acuerdo con lo anterior, se puede decir que en esta Hoja el «Complejo de Noya» está situado en el flanco O de un pliegue sinformal de segunda fase.

Estos datos están más de acuerdo con la hipótesis de RIES y SHACKLETON (1971) que con la de los autores holandeses antes citados.

Con respecto a la existencia de un gran manto de corrimiento anterior a la F<sub>2</sub>, no existen por el momento criterios dentro de esta Hoja, ya que no existen al microscopio criterios suficientes que indiquen que las rocas del complejo hayan sido sometidas a un metamorfismo térmico anterior al metamorfismo regional hercínico.

No obstante, en las Hojas de Outes (93) y Camariñas (68), situadas más al Norte, y de acuerdo con los autores holandeses anteriormente citados, se ha comprobado la existencia de este polimetamorfismo, y conforme con la

mayor antigüedad de las rocas del complejo, lo cual obligaría a admitir la existencia de un cabalgamiento anterior a la segunda fase.

## **5.2 DOMINIO MIGMATITICO Y DE LAS ROCAS GRANITICAS-GRUPO DE LAGE**

Dentro de los esquistos y gneises glandulares se observan dos fases de deformación: una primera fase, en la que se genera una esquistosidad de flujo, que es muy clara en los niveles de gneises glandulares y bastante menos patente en los niveles esquistosos, dada la intensidad de la segunda fase.

En relación a la primera fase no se ha podido observar ninguna megaestructura.

La segunda fase da una esquistosidad de crenulación acompañada de recristalización, especialmente en el caso de los niveles esquistosos que llega a enmascarar la  $S_1$ , o una rotación y reorientación de megacristales en el ortoneis glandular.

En relación a esta fase se supone que la banda de ortoneis glandular más occidental está ligada al mismo ortoneis en Puente Goyanes, según la estructura visible en el corte que acompaña la Hoja.

Dentro de este dominio, pero en la zona de esquistos y paraneises sin migmatizar, la  $F_1$  de deformación hercínica se caracteriza por el desarrollo de una esquistosidad de flujo que origina una orientación generalizada de micas en los metasedimentos en dirección normalmente paralela a la estratificación.

En cuanto al estilo de plegamiento de  $F_1$ , poco puede decirse, ya que las condiciones de observaciones estructurales son francamente malas, de tal modo que sólo en muy contados puntos pueden contrastarse los criterios  $S_0$ - $S_1$ .

Respecto a la  $F_2$ , en los metasedimentos no migmatizados y granitos interfases, en los primeros se observa una esquistosidad de crenulación con fuerte recristalización y estructuras de muy difícil estima, salvo en los alrededores de Piñeiro y Montaña, en que se puede hablar de un flanco normal de anticlinal al E de 1-2 Km., y en los segundos una deformación visible en las micas de los granitos de Barbanza y Corrubedo.

Las direcciones principales de  $F_2$  en estos materiales son las normales dentro del esquema hercínico en esta zona; es decir, la NNO-SSE, coincidiendo con ella las franjas esquistosas en el granito hercínico de Barbanza.

## **5.3 DEFORMACIONES TARDIHERCINICAS**

Afectando netamente a todos los materiales descritos, existe una red

de fallas que a lo largo del tiempo han tenido movimientos verticales y horizontales.

En la Hoja la dirección principal es la NO-SE, siendo menos importante, aparentemente, la NE-SO y la N-S.

La edad de estas fallas es tardihercínica, con juegos durante el Mesozoico y el Terciario (PARGA, 1969). A igual conclusión se llega tras el estudio geofísico de la plataforma continental del NO de la Península (MAUFRET, BOLLOT, AUXIETRE y DUNAND, 1978).

## 6 HISTORIA GEOLOGICA

Dado el grado de metamorfismo, tanto regional como de contacto, a que han sido sometidos, poco se puede decir sobre la historia prehercínica de los materiales que afloran en la Hoja de Puebla del Caramiñal.

Tampoco se ha podido establecer una columna estratigráfica, debido a la gran extensión que ocupan las rocas ígneas, en su mayor parte intrusivas, y a la presencia de las dos fases de deformación, cuya geometría, especialmente la de la primera, es difícil de precisar.

Sin embargo, y por correlación con otras zonas, en donde el metamorfismo es menor se puede suponer que estas series del Precámbrico y Paleozoico debieron depositarse en un medio de plataforma más o menos somero.

Respecto a las rocas que afloran en el «Complejo de Noya», éstas debieron de sufrir un metamorfismo térmico durante el Ordovícico-Silúrico motivado por la intrusión de granitos calco-alcalinos e hiperalcalinos.

Durante la orogenia hercínica, estos materiales fueron metamorfizados y plegados por varias fases.

La primera de ellas, cuya geometría no se ha podido establecer, debió dar lugar a pliegues tumbados vergentes al Este, siendo posiblemente al final de esta fase cuando se efectuaría el cabalgamiento que dio lugar al emplazamiento del «Complejo de Noya».

Posteriormente se produce la intrusión de las granodioritas precoces.

Durante la segunda fase se forman pliegues de plano axial subvertical o buzando fuertemente al Oeste.

El metamorfismo, que se inicia durante la primera fase, alcanza su máximo desarrollo entre ésta y la segunda, produciéndose el emplazamiento de los granitos de dos micas, que son deformados por esta última.

Posterior a ambas fases se emplaza la granodiorita de Caldas de Reyes, dando lugar a un metamorfismo de contacto.

Finalmente existe un último período de fracturación durante los movimientos tardihercínicos, a partir del cual queda ya configurada la estructura geológica de la región, ya que las pequeñas estructuras que aparecen a

partir de ese momento se deben exclusivamente a un rejuego de las fallas, que llega incluso al Terciario, a favor de estos planos de fractura tardihercínicos.

## 7 GEOLOGIA ECONOMICA

### 7.1 MINERIA Y CANTERAS

En la Hoja prácticamente no existe ninguna actividad de este tipo, salvo las antiguas labores de los alrededores de Piñeiro y Montaña explotando el wolframio de un dique granítico en los metasedimentos.

Localmente y de forma rudimentaria se han explotado zonas en las que los granitos no están alterados, con el fin de obtener áridos para la construcción.

### 7.2 HIDROGEOLOGIA

Las características hidrogeológicas están fuertemente condicionadas por la litología y tectónica de los materiales existentes. Debido a la poca porosidad de los mismos, la viabilidad de aguas profundas es escasa, y la surgencia de aguas superficiales es debida a los numerosos planos de esquistosidad y fracturas que condicionan una porosidad de fisura que condiciona la circulación y débil acumulación de las aguas infiltradas.

En los granitos, las posibilidades de acumulación de agua se reducen a las zonas de milonización por fracturas.

Para el uso doméstico el alumbramiento de aguas es mucho más factible, ya que, teniendo en cuenta la elevada precipitación anual y el desarrollo de suelos, en algunos puntos de estimable potencia es posible captar caudales reducidos y, generalmente, estacionales.

## 8 BIBLIOGRAFIA

- ANTHONIOZ et al. (1978).—«Geología de la parte norte del macizo ibérico». Edición Homenaje a I. Parga Pondal. *Cuad. Sem. de Est. Cerám. de Sargadelos*, núm. 27. Ediciones del Castro. Sada. La Coruña.
- ARIESEN, F. H. (1964).—«Een onderzoek naar de petrologische en structurele kenmerken van een deel van het Barbanza schiereiland». Tesis de licenciatura. Inédito. Universidad de Leiden, Holanda.
- ARPS, C. E. S. (1970).—«Petrology of a part of the western Galician basement between the Rio Jallas and the Ria de Arosa (NW Spain) with

- emphasis on zircon investigations». *Leidse Geologische Mededelingen*, vol. 46, pp. 57-155.
- ARPS, C. E. S.; VAN CALTEREN; HILGEN, D.; KUIJPER, R. P., y DEN TEX, E. (1977).—«Mafic and related complexes in Galicia: an excursion guide». *Leid. Geol. Med.*, vol. 51, Aflevering, pp. 63-94.
- BAYER MATTE, PH. (1979).—«Is the mafic-ultramafic massif of Cabo Ortegal (NW Spain). A nappe emplaced during a variscan-obduction? A new gravity interpretation». *Tectonophysics*, vol. 57, núm. 24. Elsev. Scient. Publ. Comp. Amsterdam.
- BREMMER, M. S. M. P. (1973).—«Petrologische en structurele aspecten van een deel van het Barbanza-Schiereiland». Tesis de licenciatura. Inédito. Universidad de Leiden, Holanda.
- CAPDEVILA, R. (1965).—«La geologie du precambrien et du paleozoique dans la region de Lugo». *Not. y Com. del IGME*, pp. 157-174, vol. 80.
- (1969).—«Metamorphisme regional progressif et les granites dans le segment hercynien de Galice Nord-Orientale (NOW de l'Espagne)». Université de Montpellier, Thèse doctoral, pp. 1-426.
- CAPDEVILA, R., y FLOOR, P. (1970).—«Les differents types de granites hercyniens el leur distribution NW de l'Espagne». *Bol. Geol. y Min.*, t. 81, vol. 2, pp. 101-111.
- CALSTEREN, P. W. C. VAN; BOELRIJK, N. A. I. M.; HEBEDA, E. H.; PRIEN, H. N. A.; DEN TEX, E.; VERDURMEN, E. A. TH., and VERSCHURE, R. H. (1977).—«Isotopic dating of older elements (including the Cabo Ortegal mafic-ultramafic complex) in the hercynian orogen of NW Spain: manifestations of a presumed early paleozoic mantle-plume». *Verhandeling NR. Z.W.O. Laboratorium voor isotopen-geologie*, Amsterdam.
- DEN TEX, E. (1978).—«An early paleozoic continental rift system in Galicia (NE Spain)». *Tectonics and Geophysics of Continental Rifts*, pp. 125-132. Reidel Publishing Company. Dordrecht, Holland.
- DEN TEX, E. (1961).—«Some preliminary results of petrological Work in Galicia (NW Spain)». *Leid. Geol. Med.*, 26, pp. 75-91.
- (1966).—«Aperçu pétrologique et structural de la Galice Cristalline». *Leid. Geolog. Med.*, vol. 36, pp. 221-222.
- DEN TEX, E., & FLOOR, P. (1967).—«A blastomylonitic and polymetamorphic "graben" in Western Galicia (NW Spain)». In: *Etages tectoniques*. Ed. La Baconnière, Neuchatel, pp. 169-178.
- (1974).—«The polycyclic lithosphere: and attempt to assess its orogenic memory». Société Géologique de Belgique. *Géologie des Domines Cristallins-Liege* 1974.
- (1977).—«Le Socle polycyclique et son role dans le evolution de la chaîne varisque en Galice (Espagne du NW)». *Colloque international du CNRS*, Rennes núm. 243, pp. 441-451.

- FLOOR, P. (1970).—«Subdivisión des roches granitiques dans le NW peninsulare». *Bol. Geol. y Min.*, t. LXXXI, vol. 36, pp. 131-134.
- (1970).—«Sessions de travail consacrée a la subdivisión des roches granitiques hercyniennes dans le nord-ouest peninsulare». *Bol. Geol. y Min.*, t. LXXXI-II-III, pp. 245-248.
- GANGULY, J. (1969).—«Chloritoid stability and related parageneis; theory, experiments and applications». *Amer. Jour. of Sc.*, 267, 99, 910-944.
- GIL IBARGUCHI, I. (1979).—«Estudio petrográfico de la región de Muxia-Finisterre. NO de España». Tesis Doctoral. Inédito. Universidad Autónoma de Barcelona. España.
- HERNANDEZ SAMPELAYO (1942).—«El sistema siluriano». Explicación del nuevo mapa geológico de España. *Mem. IGME* núm. 45, p. 789.
- JULIVERT, M.; FONTBOTE, J. M.; RIBEIRO, A., y CONDE, L. (1972).—«Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares». *Inst. Geol. y Min. Esp.*, Madrid.
- LOTZE, F. (1945).—«Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta». *Geotek. Forsch*, núm. 6, pp. 78-92. Berlín. (Traducido por J. M.<sup>a</sup> Ríos: Observaciones respecto a la división de los variscides de la Meseta Ibérica. *Pub. Extr. Geol. Esp.*, t. V, pp. 149-166. Madrid, 1950.)
- LOTZE, F. (1956).—«Das praekambrium Spaniens». *N. JAHRB. Geol. Pal.*, núm. 8, pp. 373-388.
- MATTE, PH. (1968).—«La Structure de la Virgation Hercynienne de Galice (Espagne)». *Geol. Alpine*, t. 44, pp. 1-127. Grenoble.
- MAUFFRET, A.; BOILOT, G.; AUXIETRE, J. L., et DUNAND, J. P. (1978).—«Evolution structurale de la marge continentale au Nord-Ouest de la peninsule ibérique». *Bull. Soc. Geol. France*, t. XX, núm. 44, pp. 375-388.
- MEHNERT, K. R. (1968).—«Migmatites and the origen of granitic rocks». Elsevier Publ. Comp. Amsterdam.
- PARGA, J. R. (1969).—«Sistema de fracturas tardihercínicas del Macizo Hespérico». Trabajos del Laboratorio Geológico de Lage núm. 37.
- PARGA PONDAL, I.; LOPEZ DE AZCONA, J. M., y CARDOSO, G. M. (1953).—«Mapa Geológico de España. Explicación de la hoja núm. 43 Lage (La Coruña)». *IGME*.
- PARGA PONDAL, I., y PEREZ MATEOS (1956).—«Los arenales costeros de Galicia II. La costa de Finisterre». *Trab. Lab. Geol. Lage* núm. 4 *au Edaf. y Fisiol. Veg.*, t. 15, pp. 501-537.
- (1956).—«Nota explicativa Mapa Geológico parte NO de la provincia de La Coruña». *Leidse Geologische Mededelingen*, III, núm. 2, fasc. 21, pp. 469-484.
- (1958).—«El conocimiento geológico de Galicia». Edición Titania. Buenos Aires, p. 19.
- (1960).—«Observación, interpretación y problemas geológicos de Galicia». *Not. y Com. IGME*, núm. 59, pp. 333-358.

- (1963).—«Mapa petrográfico estructural de Galicia». *IGME*. 1:400.000. Madrid.
- PRIEM et al (1970).—«Dating events of acid plutonism through the Paleozoic of the Western Iberian Peninsula». *Ecolgae Geol. Helv.*, vol. 63-1, pp. 233-274.
- RAUMER, J. VON (1962).—«Geología del zócalo cristalino de la península del Barbanza. Cerca de Noya (La Coruña)». *Not. y Com. Inst. Geol. y Min. de España*, núm. 68, pp. 171-180.
- (1963).—«Geología del basamento del NO de España en Noya (La Coruña)». *Not. y Com. Inst. Geol. y Min. de España*, núm. 72, pp. 239-242.
- RIES, A. C., y SHACKLETON, R. A. (1971).—«Catazonal complexes of north-west Spain and north Portugal. Remnants of a hercynian thrust plate». *Nature Physical Science*, vol. 234, núm. 47, p. 79.
- SCHULZ (1835).—«Descripción geognóstica del Reino de Galicia». Madrid. Imp. Hnos. Collado, p. 52.
- WINKLER, H. G. F. (1967).—«Petrogenesis of metamorphic rocks». Springer-Verlag. Ed.
- (1970).—«Abolition of metamorphic Facies. Introduction of the four Divisions of Metamorphic Stage and of a Classification based on Isograds in Common Rocks». *N. Jb. Miner. Mh. Jg.*, 1970, pp. 189-248.
- (1974).—«Petrogenesis of metamorphic rocks». Springer Verlag Ed.

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



SERVICIO DE PUBLICACIONES  
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA