



IGME

48 00945

16-26

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

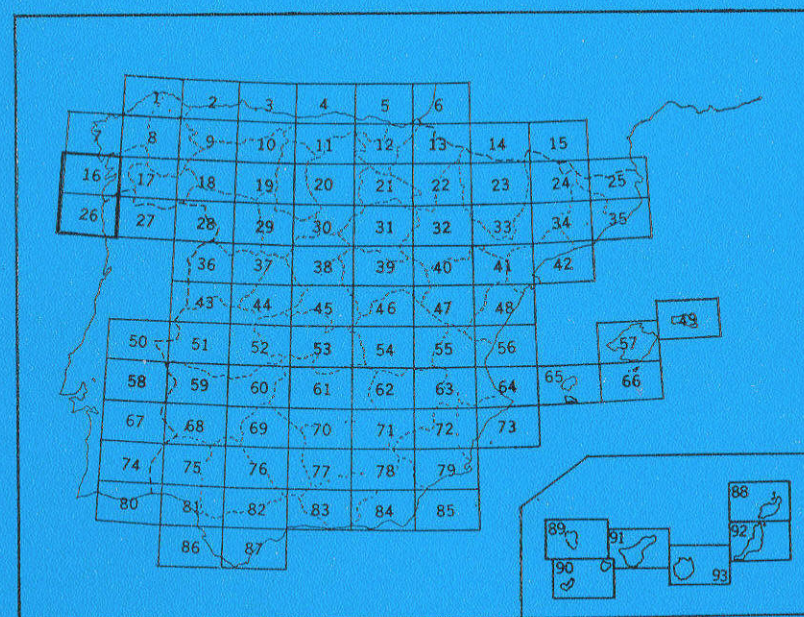
E. 1:200.000

Síntesis de la Cartografía existente

PONTEVEDRA LA GUARDIA

Primera edición

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



Editado
por el
Departamento de Publicaciones
del
Instituto Geológico y Minero
de España

Ríos Rosas, 23 - Madrid - 3

Depósito Legal: M - 12.401 - 1971

Imprenta IDEAL - Chile, 27 - Madrid-16

1. INTRODUCCION

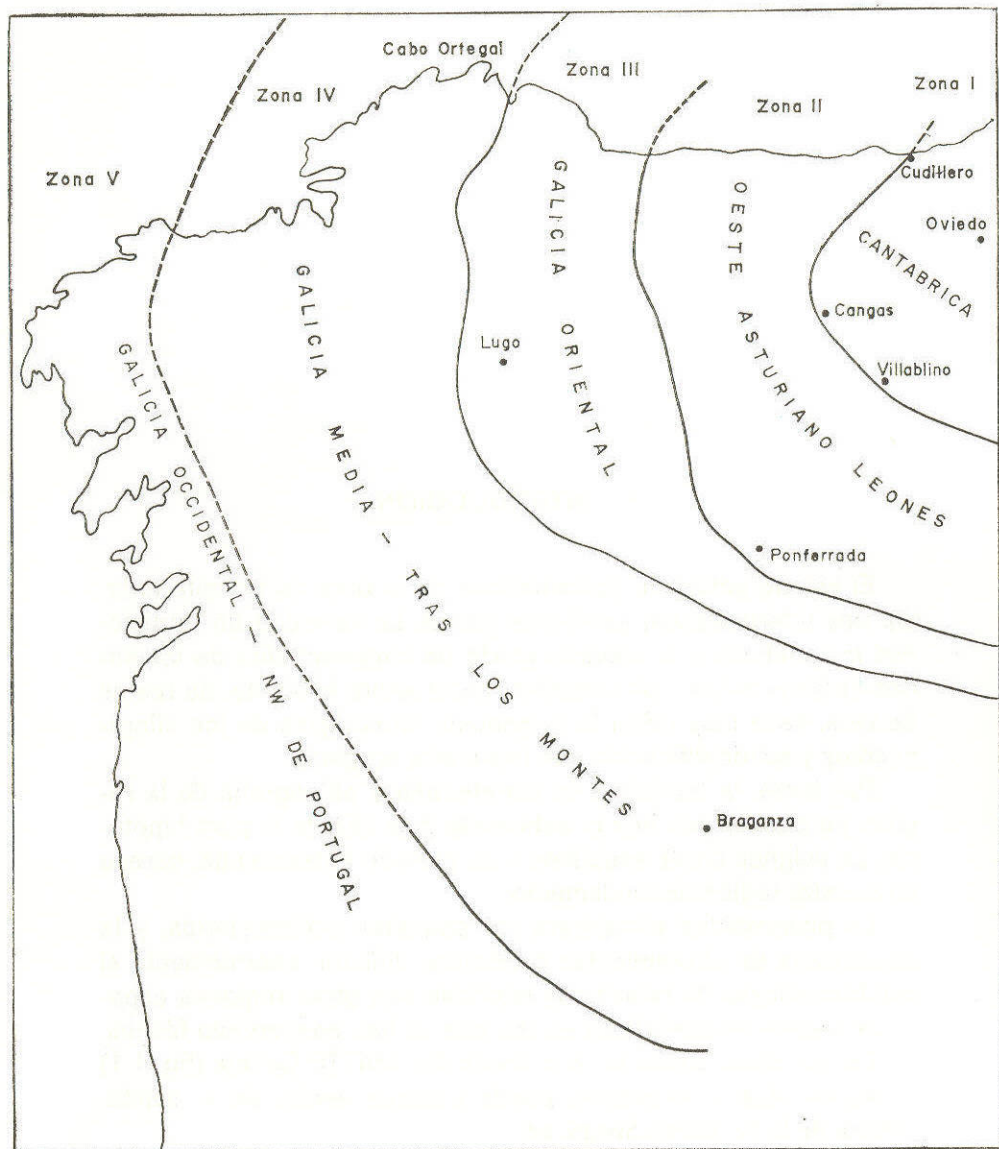
El estado actual de conocimiento de la zona no permite todavía una interpretación geológica global. La variedad de intrusiones magmáticas y el elevado grado de metamorfismo de las series sedimentarias, con ausencia, hasta ahora absoluta, de restos de vida, hace muy difícil la asignación cronológica de los afloramientos y su identificación con una u otra orogenia.

Por tanto, la tectónica, la estratigrafía y paleografía de la región, no pueden por hoy ni esbozarse más allá de la pura hipótesis. La asignación de esquistos a un período determinado, carece en nuestra región de fundamento.

La pizarrosidad enmascara los paquetes sedimentarios, y la abundancia de afloramientos plutónicos dificulta enormemente el establecimiento de relaciones laterales con otras regiones españolas menos metamórficas en las que se han conservado fósiles.

De las cinco zonas en que divide Ph. MATTE Galicia (fig. 1-1) la región objeto de estudio puede situarse dentro de la quinta. Difiere de la IV, sin embargo, en:

- 1.º La aparición entre el Arenig y el Precámbrico porfirioide de una potente serie atribuible al Cámbrico.



Las diferentes zonas paleogeográficas del NO. de la Península Ibérica
(según Ph. MATTE).

Fig. 1.-1

- 2.º La discordancia frecuente del Arenig sobre el complejo esquisto-grauwáquico (1).
- 3.º La presencia de algunos afloramientos del Devónico Inferior y el Carbonífero.

Como en la parte interna de la zona IV, nada se puede datar paleontológicamente en la parte gallega de la zona V. Se encuentra un complejo de rocas básicas (anfíbolitas y eclogitas) y de gneises ojosos prehercinianos (H. N. A. PRIEM, 1966) que I. PARGA PONDAL ha llamado «Complejo antiguo» y que lo considera como representando las rocas más antiguas de esta región.

La cobertera epi o mesozonal (esquistos, grauwas, cuarcitas y ampelitas) de este complejo ha sido considerado por E. den TEX (1965) y P. FLOOR como Precámbrico.

Sin embargo, por comparación con la parte portuguesa de esta zona, es posible pensar que una gran parte de esta cobertera, atribuida al Precámbrico, es de hecho paleozoico.

2. LOS MATERIALES

El geosinclinal ante-herciniano ha sido llenado por sedimentos pelito-grauwáquicos (2) con pequeñas capas de arcosas, conglomerados y sedimentos calizos. Ahora bien, estos sedimentos han sido transformados en los metasedimentos siguientes: esquistos pelíticos, paragneises, cuarcitas, metaconglomerados, paragneises calcíferos, anfíbolitas y rocas con silicatos cálcicos.

Los paragneises con plagioclasa afloran principalmente en algunas zonas reducidas: entre Malpica y Túa en la zona denominada «fosa blastomilonítica» por E. den TEX. Entre los paragneises

(1) Se conserva aquí la denominación consagrada por el uso, aunque inexacta, de esquisto-grauwáquico, ya que no se trata de grauwas propiamente dichas, sino de cuarzenitas. Por otra parte, el término grauwas debe ser sustituido por litarenita.

(2) El término «pelita» debe ser sustituido por el más universal y menos equivoco de la literatura anglosajona, «lutita». Se conserva aquí por necesidades de relación con la leyenda de la Hoja correspondiente a esta Memoria.

fueron halladas capas de esquistos micáceos, cuarcitas, esquistos grafitosos y anfibolitas.

Fuera de estas zonas predominan los esquistos, acompañados en algunas localidades por cuarcitas, paragneises, anfibolitas (raras), rocas de silicatos cálcicos y un metaconglomerado encontrado por I. PARGA-PONDAL cerca de El Rosal, al sur de Vigo.

2.01. LOS ESQUISTOS

Tienen generalmente una esquistosidad subvertical muy clara, con dirección aproximadamente N.-S., que forma la esquistosidad de fractura de un microplegamiento con eje aproximadamente N.-S. y subhorizontal en una pasta micácea con cristales de andalucita, estauroлита, distena, granate y biotita. Las andalucitas incluyen estructuras antiguas invisibles fuera de las mismas; las biotitas parecen lepidoblastos jóvenes, generalmente no orientados.

2.02. PARAGNEISES

Aparecen muchas veces en afloramientos de rocas lamina-das: capas con espesores de 2 a 10 cm. de rocas con composiciones algo distintas, plegadas isoclinalmente con ejes N.-S. subhorizontales y esquistosidad de subhorizontal a 45°. Plagioclasas con diámetros hasta 8 mm. Son muy numerosas en los paragneises. En lámina delgada resulta que tienen todas las características de minerales metablásticos, incluyendo numerosos granos de biotita paralela y cuarzo. En el último caso los granos son paralelos y a los de biotita incluida, indicando una esquistosidad interna.

2.03. MATERIALES CALCOALCALINOS

Al sur de Noya, rocas con cuarzo, plagioclase básica alterada, diópsido alterado, hornblenda, clinozoisita y titanita están

presentes como inclusiones en granodiorita de megacristales y como intercalaciones estrechas en paragneis.

En un afloramiento al lado de la vía de acceso a Vigo desde Porriño, aproximadamente a 1 km. de la Plaza de España, capas plegadas con un espesor de unos 5 cm. y un color azulado fueron encontrados en paragneis metablástica de composición normal. Resulta que las capas son metablásticas también, pero con bytownita en lugar de oligoclasa. Una zona estrecha de transición hacia el paragneis normal contiene mucho cuarzo y demuestra una disminución gradual del contenido en anortita de las plagioclasas.

En la región de Galineiro (Túy) aparecen rocas anfibolíticas con metablastos de bytownita, incluyendo cuarzo y anfíboles verdes, a veces paralelos. El aspecto de las plagioclasas metablásticas en esta roca, la capa anteriormente descrita y los paragneises normales, es idéntico. Por esta semejanza, las anfibolitas son consideradas como de origen sedimentario «para-anfibolitas». La cummingtonita sin orientación preferida creció tarde y es una indicación de un metamorfismo de baja presión, así como la presencia de cordierita y andalucita en los paragneises. Los granos de cuarzo incluidos en los metablastos probablemente son granos del sedimento original.

Cuarcitas y cuarcitas micáceas

Encontradas, por ejemplo, en playas al sur de La Lanzada (Hoja 184, El Grove) y al este de Malpica, tienen una esquistosidad visible solamente en las capas micáceas. Es posible que resulte que las cuarcitas sean útiles para la deducción de estructuras antiguas ante-hercinianas.

2.04. GNEISES GRANITICOS

Gneises con composiciones graníticas son muy comunes en el occidente gallego. Tienen muchas texturas. En grandes líneas se pueden distinguir dos tipos principales:

- A) Gneises glandulares con una textura filonítica con grano grueso.
- B) Ortogneises blastomiloníticos.

A) Gneises glandulares

Gneises glandulares afloran en muchos sitios a los dos lados de la «fosa blastomilonítica» y cerca del «complejo básico» en su parte meridional. Las anfibolitas están ausentes en estos gneises. Muchas veces los gneises son más o menos granitizados.

Segun MACPHERSON:

«Esta roca, como regla general, es de grano grueso. Está constituida por grandes masas glandulares de cuarzo y feldespato, separados por zonas de color más oscuro, muy rica en mica.»

Este mineral, en su mayoría, es de color oscuro, siendo la variedad blanca o moscovita bastante más escasa. Las masas glandulares de cuarzo y feldespato, unas veces están constituidas por una íntima mezcla de estas dos sustancias, pero otras la forman cristales de feldespato muy bien definidos, siendo de notar que son estos casi siempre simples.

Este gneis se halla con mucha frecuencia atravesado por diques, unas veces de microgranitos y otras de granitos monstruosos que cortan a gran ángulo la estratificación.

Estudiada esta roca en sección transparente en el microscopio resulta ser de estructura completamente cristalina y de grandes elementos.

La mica es de dos clases, una blanca y otra oscura; la primera, no sólo más escasa, sino muy irregular también en la cantidad en que se presenta, mientras que la otra lo hace siempre con igual constancia, y puede considerarse como el elemento ferromagnesiano verdaderamente esencial de la roca.

La biotita, como regla general, se presenta en muy buen es-

tado de conservación; sin embargo, algunos trozos se encuentran parcialmente convertidos en clorita.

Otros se llenan de partículas opacas de óxido de hierro, y mientras unas veces se reducen a trocillos de contorno irregular que tienden a agruparse con especialidad en los bordes, otros, por el contrario, aparecen en forma de esferillas negras y opacas, y rodeados por una aureola de color más oscuro que la mica que los envuelve.

En algunos de estos trozos de mica se generan agujas de rutilo, como con tanta frecuencia resulta en la descomposición de la mica.

Aparecen también numerosos cristalillos de apatito y zircón.

Este gneis se encuentra atravesado por diques básicos de anfibolitas, así como por intrusiones, también concordantes, graníticas. El rumbo es generalmente concordante con el de la formación gneísica; oscila entre N. 160° y N. 170°.

B) Ortogneises blastomiloníticos

Los ortogneises blastomiloníticos son muy conocidos por las publicaciones de I. PARGA PONDAL, quien ya hace muchos años comunicó que estas rocas afloran principalmente en la «fosa blastomilonítica» entre Malpica y Túy, zona que con razón denominaba «Complejo antiguo». Rocas parecidas aparecen al O. de Lalín, E. de Padrón y al O. del Complejo básico desde Buño (Hoja 44, Carballo) hasta unos kms. al SE. de Santiago de Compostela. La frecuencia de las inclusiones anfibolíticas en ciertos gneises blastomiloníticos parecen indicar una coherencia genética sobre todo los alcalinos y peralcalinos, y ofrece un criterio de datación de los mismos.

La composición de los gneises varía entre granodiorita y granítica peralcalina. Probablemente, algunas rocas gabroides halladas al SE. de Tames (Túy) pertenecen al mismo complejo.

Durante la orogenia herciniana los granitos ante-hercinianos fueron comprimidos fuertemente y metamorfozados, lo que causó en ellos una foliación o lineación de la textura antigua: augengnei-

ses y feldespates probablemente representan granitos con grandes feldespates alcalinos deformados.

Al microscopio también aparecen texturas muy variables. El carácter blastomilonítico es notable sobre todo en gneises de biotita del sur de Galicia, porque en el norte fueron filonitizados posteriormente. El movimiento lateral acompañando la compresión fue débil: están bien conservadas las aplitas, aunque foliadas. La foliación microplegada no fue observada en los gneises de biotita; son visibles en algunas localidades pliegues en los contornos de elementos de color, composición o textura distintos (aplitas, anfíbolitas, bandas de composición distintas, etc.).

La textura de los gneises peralcalinos es granoblástica inequigranular. La foliación es indicada por la disposición de riebeckita, aegirinas, etc., en láminas. Bajo el microscopio la gneisificación original es muchas veces casi invisible en los minerales leucocratos. Se ve una masa de grano fino compuesto de cuarzo y microclina; en esta masa parecen flotar porfiroblastos de albita con maclas simples y diámetros hasta medio centímetro. Los granos de cuarzo están muchas veces en láminas paralelas a la foliación. De vez en cuando estas láminas se encuentran incluidas en las albitas, lo que prueba que la albita fue cristalizada después de la formación de las láminas de cuarzo en la foliación.

Tanto la albita como la microclina son muy puras; albita contiene 0-3% de anortita y microclina, con maclas muy notables, es triclinica y no contiene criptopertita, como fue posible comprobar con métodos de rayos X. Tales microclinas no pueden ser magmáticas, sino metamórficas: Los granitos peralcalinos en todo el mundo contienen feldespates alcalinos muy pertíticos y nunca grandes cantidades de albita primaria. TUTTLE ha argumentado —y hay ejemplos de muchas regiones— que el feldespato calcoalcalino-pertítico se separa en las fases microclina y albita bajo la influencia de la presión tectónica. La hipótesis parece justificada y de este modo también las pertitas de los antiguos granitos alcalinos y peralcalinos gallegos desaparecieron durante la compresión herciniana. La recrystalización subsecuente ha sido más notable que en los gneises de biotita normales,

dando una textura más grano-blástica. Puesto que los cristales de los minerales oscuros no se encuentran deformados, se deduce que tienen que haber recrystalizado. Hay transiciones imperceptibles entre bandas con composiciones distintas: gneis de riebeckita, riebeckita y aegirina, riebeckita y biotita, aegirina sola; todos con o sin astrofolita. La asociación aegirina con biotita es rara.

La foliación microplegada fue observada en algunas localidades cerca de Vigo. Al N. de Tameses una falla corta una banda de gneis peralcalino. La foliación fue curvada hacia el SE. y microplegada. El movimiento dextrósum de la falla indica una compresión N.-S. La textura de la roca microplegada también es granoblástica: La deformación tuvo lugar antes de la recrystalización de los minerales. Después de la recrystalización hubo otra vez movimiento: Algunas muestras tienen porfiroblastos cataclásticos de albita. Igualmente que en los gneises de biotita, existen pliegues en bandas de composición distinta, vetas de cuarzo, pegmatita.

Aparte de estos gneises peralcalinos normales, existen también gneises alcalinos con una textura semejante de los minerales leucocratos, pero con otros minerales oscuros: biotita, biotita y ferrohastingsita, ferrohastingsita y aegirina-augita, magnetita y minerales radioactivos. Es imposible establecer con exactitud si estos gneises representan antiguas facies marginales, productos de diferenciación o productos metasomáticos del metamorfismo herciniano.

Un producto de diferenciación casi seguro es el gneis radioactivo, rico en minerales de tierras raras. Fue descrito por ARRI-BAS MORENO cerca de San Colmado y encontrado también por el autor en alguna otra localidad.

Otro complejo en la región de Galiñeiro contiene muchos tipos de roca, variando de melanocrata hasta leucocrata. Fue llamado «Serie hibridizada» porque se ve en afloramientos y muestras, que los componentes de color oscuro (composición básica) han sido englobados por componentes más claros (con composiciones granitoides).

El metamorfismo herciniano hace imposible el trazar la historia de esta serie de análisis químicos.

Las anfibolitas en ortogneises y paragneises vecinos cerca de Vigo, muestran muchas veces texturas residuales de rocas ígneas. El cuarzo, la bytownita, y generalmente también la cummingtonita, tan comunes en las anfibolitas consideradas de origen sedimentario, faltan en estas anfibolitas. Las consideramos como filones básicos ante-hercinianos y los metasedimentos vecinos y conectados genéticamente con los granitos «ortoanfibolitas». Las texturas residuales están presentes en la mayoría de las anfibolitas de este tipo; solamente en algunas rocas son borradas por la deformación herciniana. Se puede concluir que las anfibolitas actuaron generalmente como cuerpos competentes: en los afloramientos se ven «boudins» con zonas de movimiento alrededor.

La cummingtonita no pudo formarse por la ausencia de cuarzo en la zona, como se deduce de la ecuación siguiente:

Cuarzo + molécula de Tschermark $\rightleftharpoons$ cummingtonita + anortita.

Hacia el norte, las texturas residuales son menos claras, probablemente porque las rocas son más metamórficas y más deformadas. Sin embargo, también en el sur quedan muchas anfibolitas en los paragneises, de las cuales no puede ser establecido el origen con seguridad. Tal vez se puedan determinar los orígenes usando métodos geoquímicos en el futuro próximo.

2.05. LOS GRANITOS GNEISICOS DE RIEBECKITA Y DE AEGIRINA

Su constitución petrográfica ofrece un singular interés por encuadrar uno de los afloramientos más extensos hoy conocidos en Europa, de rocas alcalinas de gran acidez, caracterizadas por la existencia de anfíboles y piroxenos sódicos.

En el monte Galiñeiro, el granito de dos micas constituye la mayoría de la masa, sobre la cual yace en la cumbre misma un

gneis anfibólico, de color amarillento rosado y grano fino, que buza hacia el E.-SE. y desciende por el lado oriental del macizo, formando una ladera bastante tendida.

La glaucófana en luz reflejada muestra sus granos aislados un color negroazulado como la magnetita.

Su constitución petrográfica, aun teniendo en cuenta la escasa variación de los minerales constituyentes, es bastante variable.

En general se trata de una formación de rocas graníticas de riebeckita y aegirina, que se hallan gneisificadas, de acuerdo con la descripción de QUIROGA, pero al recorrer el macizo se observa fácilmente gran variación, tanto en lo referente a la textura como en la composición petrográfica.

Se debe destacar que este interesante macizo de monte Galiñeiro está cruzado, solamente en algunas zonas, por rocas pegmatíticas y aplíticas.

Las pegmatitas son normales, pero las aplitas tienen cristallitos de magnetita y a veces fluorita, en bastante abundancia.

Todas estas características inclinan a considerar este complejo de rocas alcalinas como uno o varios cuerpos intrusivos que penetraron las rocas esquistosas que los rodean, metamorfizándolas en su proximidad, como se observa bien hacia el NE. Además, los diques de rocas básicas de estos esquistos y gneises biotíticos no penetran en el macizo alcalino.

Más difícil es determinar la edad de esta intrusión.

2.06. EL COMPLEJO MIGMATICO DE ESQUISTOS METAMORFICOS

Desde antiguo es bien sabido que una amplia banda de esquistos metamórficos, constituidos principalmente por gneises y micacitas, cruza de N. a S.

Se halla situada esta banda esquistosa a que nos estamos refiriendo entre granito gneísico de dos micas, siendo ambas ro-

cas sensiblemente concordantes en su orientación N.-S. y en su buzamiento subvertical al E.

Este granito gneísico adquiere en todo el ámbito de Galicia occidental un considerable desarrollo y está caracterizado por hallarse con bastante frecuencia alternando con materiales esquistosos, de micacita más o menos grandes, enclavadas en forma siempre concordante, constituyendo un gran complejo migmatítico que debe considerarse por lo tanto como formando una unidad geológica.

Se cree que se trata claramente de un granito gneísico, migmatítico y sincinemático, en el que es fácil encontrar gran variación en su estructura, según vemos a continuación.

Lo primero que llama la atención al reconocerle es la gran variabilidad en su textura y ordenación petrográfica. Tan pronto se trata de un granito normal de dos micas, o incluso sólo de biotita, en el que apenas se aprecia una ligera orientación, aunque nunca se puede negar que está gneisificado.

Atraviesan este complejo numerosas pegmatitas de grandes elementos, que se hallan o bien formadas sólo por feldespatos, micas o cuarzo, o bien conteniendo abundante turmalina y granates.

Los materiales esquistosos, cuando adquieren cierta potencia y de modo especial en la gran banda descrita, se hallan atravesados por numerosas intrusiones concordantes de magmas ácidos que constituyen aplitas y pegmatitas variadas, así como filoncillos de cuarzo con grandes glándulas de andalucita.

2.07. EL GRANITO GRANUDO DE DOS MICAS

La falta de una orientación clara y dominante en sus minerales, especialmente en las micas, unida al tamaño del grano, son una de las principales características que hemos utilizado para su clasificación; sin embargo, por esto solamente no sería posible inclinarse a establecer con este granito una categoría bien diferenciada del granito gneísico esquistoso.

Los minerales constituyentes son grandes feldespatos blancos, microclina y plagioclasa ácida, en general en un estado bastante avanzado de caolinitización. Cuarzo en granos xenomorfos transparentes de dos a tres milímetros de diámetro; moscovita en lámina de hasta tres y cuatro milímetros; biotita algo de turmalina bien repartida por toda la masa. No presenta ni indicios de orientación.

2.08. EL GRANITO DE BIOTITA PORFIROIDE

Cuerpos intrusivos de este tipo no son raros por la Galicia occidental y por el norte de Portugal. Hacia el NO. este granito limita con gneises biotíticos. Se ha comprobado la existencia de grandes englobamientos de bloques de esquistos biotíticos migmatíticos, de más de un metro cúbico, que se hallaban incluidos dentro del granito de biotita.

Estas masas ofrecen solamente un ligero metamorfismo térmico, y es fácil observar que han sido totalmente arrancadas de su posición geológica original y envueltas por el magma intrusivo en el momento de su emplazamiento.

A pesar de la gran uniformidad que, en general, presentan estos plutones, no es difícil reconocer, al recorrer la extensa superficie en que afloran, diversos tipos estructurales y petrográficos que vamos a describir a continuación:

a) Granitos de biotita porfiroide

El más extendido es, indudablemente, un granito de gran acidez, muy rico en cuarzo y con grandes feldespatos, ya rosados, ya blancos, más o menos porfídicos, que destacan sobre un fondo compuesto de cuarzo, feldespato y biotita, dispuesto sin ninguna orientación ni ordenación. Otros minerales que debemos considerar como accesorios son la titanita o esfena, la ortita o alanita, apatito, circón.

b) Dioritas de hornblenda porfiroides

Dentro del gran plutón se desarrollan amplias zonas en las que el tipo ácido que acabamos de describir es sustituido por una roca más oscura en la que dominan los materiales féficos.

Se trata de rocas oscuras, de granos más finos constituyendo la base de la roca, y en la que destacan fenocristales color claro, de uno a tres centímetros de largo. Son, pues, rocas porfiroides más melanócratas que las anteriormente estudiadas. Generalmente forman a modo de grandes bolsadas dentro del granito claro que ya se ha descrito.

c) Aplitas filonianas

Los filones aplíticos son más bien vetas de escasa importancia.

2.09. GRANITO ANATEXICO

El granito anatético es la fase granitoide en su forma más homogénea, aunque el carácter palingénico está claro por la presencia de xenolitos de esquistos, cuarcitas, para-anfibolitas y restos de la fase pegmatoide. El granito tiene una esquistosidad bastante mal desarrollada, que varía entre las direcciones NO. a SE. en el sur y N. a S. en el norte del área, sufriendo una inclinación N.-NO.

Por la composición química y mineralógica se clasifica el granito anatético mejor como una granodiorita. Esta se distingue de los granitos más recientes por la presencia de sillimanita y cordierita. El contenido de biotita, moscovita, feldespato alcalino y plagioclasa varía mucho.

Aparte de la serie del origen sedimentario del conjunto migmatítico, se distingue en el campo una serie de origen ígnea: gneis glandular migmatítico, gneis glandular.

2.10. GRANODIORITAS

Las granodioritas tardías forman macizos circunscritos en niveles muy variados y constituyen el último acontecimiento magmático importante de la orogénesis herciniana.

Son granodioritas con biotita sola; su emplazamiento está precedido por tonalitas, a las cuales siguen diversas rocas diferenciadas, sobre todo microgranitos.

Todas estas rocas se reparten en una serie calcoalcalina típica cuyo origen se halla, sin duda, en las zonas más profundas de la corteza terrestre.

RELACIONES ENTRE LAS ROCAS ANTE - HERCINIANAS

Se puede deducir que los gneises blastomiloníticos son antiguos granitos por las observaciones siguientes:

- 1.º Los gneises tienen la composición de granodioritas, granitos y granitos peralcalinos.
- 2.º Algunos gneises contienen glándulas de feldespato alcalino, incluyendo pequeños cuarzos y plagioclasas, como se ve mucho en rocas ácidas intrusivas.
- 3.º Los gneises contienen accesorios como zircón, alanita, xenotima, monacita; los dos primeros con formas idiomórficas.
- 4.º Existen rocas con texturas de corneanas en contacto con gneises blastomiloníticos de biotita.

El último fenómeno merece una descripción más amplia. Paragneises finamente laminados se hallan presentes en aquella zona alrededor de los ortogneises. La laminación es mucho más fina que en los paragneises situados a mayor distancia de los

contactos y ha sido causada por cambios en los contenidos de los componentes cuarzo, plagioclasa, biotita, moscovita y cordierita, todos en granos finos. El cuarzo se halla presente como granos isométricos o alargados (orientados paralelos a la laminación). La cantidad de granos de cuarzo que representan probablemente los granos de cuarzo del sedimento original varía notablemente. El microplegamiento está ausente. La cordierita en estas rocas es muy distinta de la de los gneises metablásticos de grano más grueso: es alterada, no tiene maclas y aparece en agrupaciones de granos finos. Algunos granos de este tipo de cordierita fueron encontrados incluidos en plagioclasa metablástica; en consecuencia, el mineral es más antiguo que la metablástesis de plagioclasa, o sea, probablemente ante-herciniana. Toda la textura de la roca es muy indicativa de una estructura de corneana, causada por la intrusión de granitos en tiempos ante-hercinianos.

Durante la orogenia herciniana las corneanas eran tenaces y sufrieron poco por deformación o metamorfismo.

Metasomatosis acompañando el metamorfismo e intrusión de las rocas peralcalinas

Las albitas claras son muy numerosas en los paragneis y las rocas de la serie híbrida, alrededor de los gneises de riebeckita. Reemplazan a las oligoclasas metablásticas, tienen maclas simples y contienen cristales muy pequeños de rutilo o zircón. Las albitas no están tectonizadas y por consiguiente deben ser más modernas que las de formación herciniana. Probablemente su generación fue causada por metasomatosis de sodio viniendo de las pertitas que se separaron en albita y microclina en los gneises de riebeckita. Algunos paragneises también contienen pequeñas cantidades de microclinas, que pueden ser generadas en una manera comparable por metasomatosis de potasio.

Al N. y E. del arco de gneis de riebeckita del Monte Galiñeiro, se encuentra una roca notable que tiene mucha semejanza con las rocas de la serie híbrida encontrada más al E. Las rocas discutidas aquí carecen de zircón idiomórfico y en su lugar aparece zircón pequeño, redondo, como el normal en paragneis. Además, estas rocas contienen metablastos de plagioclasa idénticos a los que se encuentran en el paragneis normal. Incluidos en las plagioclasas se ve, aparte de cuarzo, apatito y zircón: biotita, ferrohastingsita, biotita y titanita se deben a influencias metasomáticas desde el granito peralcalino hacia paragneises vecinos, durante su intrusión y cristalización.

Durante la recristalización herciniana había la actividad metasomática discutida arriba, causando también en estas rocas la formación de albita. La acción de dos períodos de metasomatosis hace muy difícil establecer en detalle las influencias individuales de cada período. El sodio y potasio necesarios para la metasomatosis tienen que haber venido del gneis de riebeckita, lo que podría ser la razón de que hay una zona extensa de gneises de magnetita situados contra las rocas metasomáticas.

Rocas metasomáticas con ferrohastingsita como las descritas anteriormente son raras: son conocidas solamente de la región de Galiñeiro. Es posible que en otros sitios las intrusiones de granito peralcalino fueran demasiado pequeñas para ejercer mucha influencia.

La formación de albita herciniana es muy común en toda la zona gallega, donde hay gneis de riebeckita; la segunda metasomatosis, que causa la separación de microclina y albita, parece ser mucho más frecuente que la primera.

La génesis de los granitos antiguos

Los ortogneises parecen una serie diferenciada granítica blastomilonitizada. Para confirmar el origen comagmático de las rocas es indispensable una amplia investigación geoquímica. Pro-

bablemente la serie estaba formada por granitos subvolcánicos como las de Nigeria y New. Hampshire (E.E. U.U.). La edad absoluta del gneis de riebeckita del Galiñeiro se acerca mucho a la edad de los gneises peralcalino de Alto Alentejo (Portugal) determinada por C. TEIXEIRA y colaboradores. Quizá ambos complejos pudieron intruirse gracias a la tensión epirogenética que provocó fracturas en el occidente de la península Ibérica.

No parece imposible que los ortogneises biotíticos se hallan presentes en Portugal: fueron observados en Galicia a unos kilómetros de la frontera luso-española y aparecen de nuevo en Extremadura (PARGA PONDAL).

2.11. MIOCENO

La litología de este mioceno está formada por limo, que sólo en algunas ocasiones contiene cantos cuarcíticos, de unos 30 m. de potencia. Sobre estos materiales, 45 a 55 metros constituidos por cantos rodados de cuarcita, de tamaño y abundancia variable, que por el grado de consolidación podrían casi considerarse como un conglomerado. Estos cantos yacen en una matriz de limo o arcilla endurecida, de color generalmente castaño o rojizo y en ocasiones los depósitos se encuentran estratificados, bien por la disposición de los cantos o alternancia de los tamaños, bien por la intercalación de capas de arena o de limo.

SEDIMENTOS MODERNOS

Constituyen generalmente un manto fluvial de escaso espesor. Hay también algunos aluviones de arenas enriquecidos con minerales pesados. Los costeros son terrazas coronadas por alineaciones de dunas en parte fijadas, y con un zócalo a veces conglomerático de cantos rodados de cuarzo.

RESUMEN

En el examen de la Hoja se pueden considerar las siguientes unidades fundamentales: 1) Una banda de granitos antiguos de dos micas, de origen anatóxico. 2) Dos amplias bandas de migmatitas, desde gneis glandular y acintado hasta los esquistos micáceos y cloríticos, que en concordancia tectónica acompañan a ambos lados, norte y sur, a la anterior banda granítica. 3) Un gran batolito de granito de biotita porfídico sin orientación, de carácter intrusivo y discordante con las anteriores formaciones, extendiéndose por la zona de Montemayor y aureolado por una extensa faja de metamorfismo de contacto. 4) Una potente intrusión de rocas básicas, formadas principalmente por gabros y noritas, que al pasar por Santa Comba se transforman en gabros olivínicos; esta intrusión, también discordante con relación a los elementos orientados que la rodean y sobre los cuales forman una aureola de metamorfismo de contacto bastante complicada, está a su vez influenciada por éstos, rodeándose de una zona anfibolítica.

En la distribución de los elementos geológicos citados, así como de sus relaciones mutuas, influyeron poderosamente las acciones tectónicas. Estas acciones tectónicas produjeron fallas y, en consecuencia, contactos anormales entre granitos gneísicos y esquistos y entre gneises glandulares y micacitas.

A todo este conjunto de elementos geológicos se pueden añadir los escasos sedimentos recientes que se han depositado en las cuencas fluviales y formaciones costeras.

3. TECTONICA

En el NO. de la Península Ibérica la orogénesis herciniana ha afectado todos los terrenos desde el Precámbrico cristalino de

Galicia occidental y norte de Portugal hasta el Devónico-Carbonífero no metamórfico de Asturias y de León.

Los grandes hechos tectónicos de este sector de cadena herciniana son los siguientes:

- 1.º Las estructuras hercinianas se incurvan en arcos más o menos concéntricos, dando una virgación con convexidad oeste. Esta virgación es completa en las zonas internas.
- 2.º El aumento de la deformación del metamorfismo y del plutonismo herciniano hacia el oeste y el suroeste, perpendicularmente a las estructuras, así como el combamiento general de pliegues y manto hacia el centro del arco, permiten subdividir la cadena en zonas externas (orientales) e internas (occidentales).
- 3.º La cadena herciniana afecta al Precámbrico, constituido de rocas sedimentarias plegadas, a las rocas plutónicas, y sin duda, también a las metamórficas.
- 4.º Existe un paralelismo estrecho entre las estructuras hercinianas y las líneas isopacas o isópicas de terrenos paleozoicos.
- 5.º Entre la orogénesis precámbrica y la orogénesis herciniana no ha habido plegamientos importantes, sino solamente movimientos epirogénicos, notables entre el Cámbrico y el Arenig (en el norte de Portugal) y entre el Ordovícico y Silúrico.
- 6.º La tectónica herciniana se caracteriza por la presencia de fases de plegamiento superpuestas en las zonas internas como en las rocas externas.

La primera fase es la más importante; es la que da la estructura a la cadena.

La segunda fase es menos importante. Es una fase de ajustamiento, que ha dado, sin embargo, en las partes internas de la

virgación, estructuras con planos axiales subverticales más o menos paralelos a aquellos de la primera fase y que son las estructuras mayores más evidentes.

Las deformaciones hercinianas, posteriores a la segunda fase, no han dado megaestructuras en el dominio estudiado y no han podido modificar la marcha adquirida durante las dos primeras fases de plegamiento.

- 7.º El metamorfismo herciniano ha comenzado con la primera fase de plegamiento y se termina generalmente con la segunda. Es, en su mayor parte, un tipo intermediario de baja presión.
- 8.º La mayoría de los granitos hercinianos han sido emplazados durante la segunda fase y después de ella.

A) La primera fase de plegamiento

Como en muchas orogenias antiguas (hercinianas o caledonianas) la primera fase de plegamiento constituye el acontecimiento mayor. En todo el NO. de la Península afecta a todas las rocas, desde el Precámbrico antiguo de Galicia occidental hasta el Carbonífero Inferior no metamórfico de Asturias y León.

A esta fase se debe la actual virgación, pues es la que da origen a las grandes estructuras más visibles (pliegues y contactos anormales inversos), salvo en las partes internas de la cadena donde la segunda fase modifica notablemente la marcha inicial de estructuras primarias.

El estilo de la deformación es muy variable.

B) La segunda fase de plegamiento

La segunda fase de plegamiento no afecta más que a una parte de la virgación (zonas internas) y se distingue de la primera fase por los caracteres siguientes:

- Es mucho menos intensa. No da, por ejemplo, jamás pliegues tumbados, sino solamente pliegues subverticales o

débilmente combados hacia el centro de la virgación. Estos pliegues son siempre menos apretados que los de la primera fase.

- No da en todas partes estructuras menores.
- Las rocas no están generalmente de manera tan íntima más que por la primera fase. Esto es parcialmente debido al endurecimiento de rocas por un metamorfismo anterior.
- Es posiblemente posterior al paroxismo del metamorfismo herciniano y más seguramente contemporáneo de un retromorfismo en las facies «esquisto verde». A veces las condiciones mesozonales han subsistido al mismo tiempo que la segunda fase, pero esto es relativamente raro.

Es contemporáneo del emplazamiento de macizos importantes de granitos con dos micas.

En resumen, se puede decir que la segunda fase de plegamiento es una fase de compresión, que no ha dado estructuras bien individualizadas más que en las partes internas de la virgación, donde la esquistosidad primaria era horizontal o poseía una débil inclinación.

Además, allí donde las estructuras de la primera fase tenían planos axiales verticales, es siempre difícil diferenciar las fases 1 y 2. La fase 2 ha vuelto, en efecto, a jugar con el mismo plano axial que la fase 1 y no ha dado estructuras netamente diferenciables.

Evolución del supuesto herciniano del NO. de la Península Ibérica

Como en toda cadena, la historia del segmento herciniano del NO. de la Península Ibérica comienza por un período de sedimentación muy largo (más de 200 millones de años), tectónicamente estable, de carácter eugeosinclinal.

Este largo período de sedimentación contrasta con la rapidez

relativa de la tectogénesis, que es producido en un intervalo de menos de 20 millones de años.

La evolución geosinclinal

Es muy larga; comienza ya en el Precámbrico, pero no se generaliza más que a partir del Cámbrico.

Antes del Cámbrico

La paleogeografía precámbrica es muy poco conocida. Se puede pensar, sin embargo, que la historia de la sedimentación del Precámbrico ha prefigurado y orientado la del Paleozoico.

Al final del Precámbrico se encuentran, en efecto, ya dos surcos, uno al NE. de la Península y otro en el SO., donde se depositan varios millares de metros de sedimentos esencialmente esquisto-arenosos con algunas intercalaciones volcano-sedimentarias, ácidas.

Estos dos surcos estaban separados por una larga zona formada de Precámbrico cristalino más antiguo, sobre el cual el Precámbrico Superior esquistoso-arenoso no parece estar depositado. Esta zona cristalina ocupa más o menos el lugar del eje cristalino de Galicia y de Castilla.

Al final del Precámbrico Superior se produce una fase tectónica «asintética», que ha plegado ligeramente los sedimentos de estos surcos.

Evolución tectónica

La ausencia de casi todo el Paleozoico Superior hace imposible la reconstrucción de todas las etapas de la historia tectónica. Además, las cadenas antiguas han sido profundamente erosionadas y no es más que por deducciones como se puede apreciar la profundidad de los términos que afloran ahora y su evolución en el período orogénico.

Un nivel estructural bastante profundo, que juega el papel de verdadera «zona axial» y corresponde poco más o menos a la extremidad occidental de Galicia, viene caracterizado por:

- La presencia de dos fases, al menos, de plegamiento superpuesto.
- La posición inicial, probablemente vertical, de la esquistosidad primaria.
- Un metamorfismo mesozonal profundo y a veces catazonal.
- La gran abundancia de granitos antiguos y profundos.
- Presencia de una migmatización herciniana importante.
- Presencia de granitos per-alcalinos antehercinianos.
- Presencia en el afloramiento de un zócalo precámbrico cristalino antiguo.

Relación de los granitos con las fases de plegamiento

Separando algunos pequeños macizos laminares, que podrían ser, en el límite, contemporáneos de la primera fase (R. CAPDEVILA, 1965), los granitos más antiguos son granitos con biotita y con megacristales de feldespatos potásicos llamados «trondjemites» por I. PARGA PONDAL (mapa E. 1:400.000, 1963). Estos granitos, que se presentan a menudo en macizos alargados paralelamente a las estructuras de la segunda fase, son a veces destruidos y gneisificados por la esquistosidad S_2 . Son, sin embargo, posteriores a la fase 1 y al paroxismo del metamorfismo herciniano.

La mayoría de los granitos con dos micas parecen todavía más recientes, inmediatamente anteriores a la fase 2 ó contemporánea de ella. Se les encuentra a menudo en el núcleo de los anticlinales de la fase 2, en el dominio estudiado como en el N. de Portugal y en la provincia de Salamanca (P. SCHMIDT-THOME, 1945).

Un cierto número de granitos con dos micas con megacristales, por ejemplo, el granito de la Rúa, cerca del Barco de Valdeorras, son netamente posteriores a la fase 2 (W. RIEMER, 1965), pero anteriores a las fases tardías.

Los últimos granitos son granitos porfiroides con biotita, que se presentan en gruesos macizos redondeados. Son posteriores a todas las deformaciones hercinianas conocidas en la región estudiada.

En resumen, la mayoría de los granitos están colocados en las zonas internas de la virgación, entre la fase 1 y la fase 2, durante la fase 2 y después de ésta.

BIBLIOGRAFIA

- BIROT, P.; SOLE SABARIS, L.—«Les bassins tertiaires de Galice orientale et leur cadie». *I. G. U. de Barcelona*, n.º 211. 1954.
- CARLE, N.—«Resultado de investigaciones geológicas en las formaciones antiguas de Galicia». *P. Ex. G. E.*, n.º 5. 1950.
- COMBA SIGÜENZA, A.; LOPEZ DE AZCONA, J. M.—«Investigaciones de niobio y tántalo en la segunda zona reservada de la provincia de La Coruña». *Not. y Com.*, n.º 43. 1956.
- DENAEYER, M. T.—«Tectónica y diferenciación estructural de los granitos y gneises de la Ría de Arosa (Pontevedra)». *Bol. Geol. Min.* T. 81, II-III, 1970.
- DEN TEX, E.—«Aperçu pétrologique et structural de la Galice cristalline». *Leid. Geol. Med. Deel.* 36, 1967.
- «Some preliminary results of petrological work in Galicia Leid». *Geol. Med. Deel.* 26. 1962.
- FLOOR, P.—«Los sedimentos y gneises graníticos antehercinianos». *Leid. Geol. Med. Deel.* 36, 1967.
- KONIG, H.—«Les types de roches basiques et ultrabasiques que on recontre dans la partie occidentale de la Galice». *Leid. Geol. Med. Deel.* 36, 1967.

- LOPEZ DE AZCONA, J. M.; MARTIN CARDOSO, G.; PARGA PONDAL, I.; TORRE ENCISO; TEIXEIRA, C.; TORRE DE ASUNSAO, C.; OLIVEIRA, J.—Hoja n.º 261, Táy (Pontevedra). *Map. Geol. Nac. E.* 1:50.000.
- LOPEZ AZCONA, J. M.; PARGA PONDAL, I.; TORRE ENCISO, E.; TEIXEIRA, C.; OLIVEIRA, J.; NERY, F.—Hoja n.º 298, La Guardia (Pontevedra). *Map. Geol. Nac. E.* 1:50.000, 1956.
- MARTINEZ ALVAREZ, J. A.—«Mapa geológico del noroeste de España (Asturias, Galicia, León). *Of. Reg. Prov. Oviedo, Dir. Gen. de Carret. Geol. I.M.O.*, 1965.
- MATIE, P.—«La structure de la virgation hercepnienne de Galice (Espagne)». *Geol. Alp. Univ. Grenoble*, T. 44, 1968.
- NAVARRO ALVARGONZALEZ, A.; VALLE DE LERSUNDI, J.—«Bosquejo geológico de la mitad norte de la provincia de Pontevedra». *Not. y Com.*, n.º 53, 1959.
- NONN, H.—«Los sedimentos antiguos de la Ría de Arosa. Algunas conclusiones geomorfológicas». *Not. y Com.*, n.º 74, 1964.
- PARGA PONDAL, I.—«Nota explicativa del mapa geológico de la parte NO. de la Provincia de La Coruña». *Leid. Geol. Med. Deel.* 21, Afl. 2, 1956.
- «Contribuciones a la primera reunión sobre geología de Galicia y N. de Portugal». *Publ. from Hic. Depart. of Pets. Mind. aud. cngst of the Univers. Leyden*, n.º 35, 1965.
- PARGA PONDAL, I.; TORRE ENCISO, E.; LOPEZ AZCONA, J. M.—«Hoja n.º 260-Oña (Pontevedra)». *Map. Geol. Nac. E.* 1:50.000, 1954.
- PARGA PONDAL, I.; LOPEZ DE AZCONA, J. M.; MARTIN CARDOSO, G.; TEIXEIRA, C.; PERDIGAO, J. C.—«Hoja n.º 299 - Tomiño Caminha (Pontevedra)». *Map. Geol. Nac. E.* 1:50.000, 1963.
- SOS. BAYNAT, J.—«Geomorfología del Valle del Louro, Porriño, Táy (Pontevedra)». *Bol. I.G.M.E.* T. 76, 1965.