

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

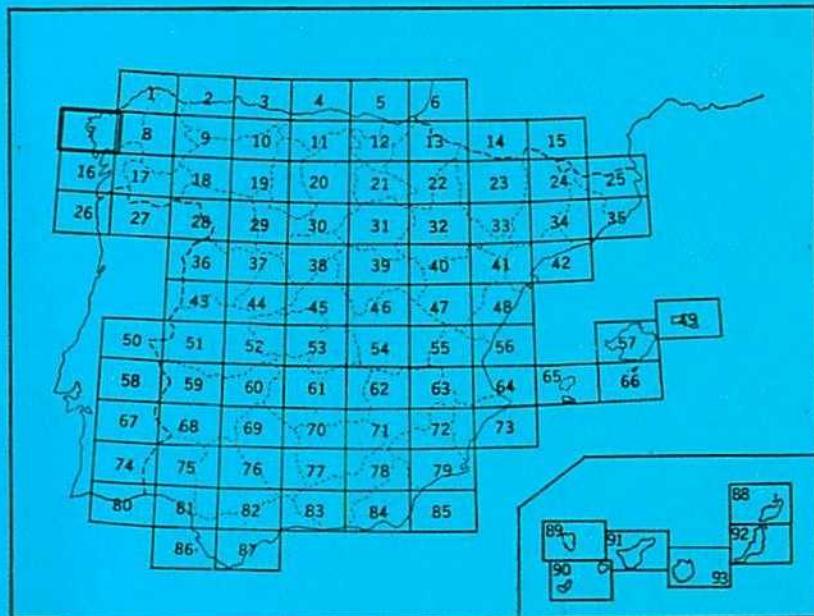
E. 1:200.000

Síntesis de la Cartografía existente

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

SANTIAGO DE COMPOSTELA

Primera edición



MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:200.000
Síntesis de la Cartografía existente

SANTIAGO DE COMPOSTELA

Primera edición

*Las opiniones sustentadas en esta Memoria
son de la responsabilidad de los autores cita-
dos en la bibliografía, habiendo sido formada
y redactada por la división de Geología del
IGME.*

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

Ríos Rosas, 23 - Madrid - 3

Depósito Legal: M - 5.351 - 1971

Imprenta IDEAL - Chile, 27 - Madrid-16

1. INTRODUCCION.

La zona estudiada en la presente Hoja núm. 7 del Mapa Geológico de España 1:200.000, está situada en el NO. de la Península Ibérica, formada casi exclusivamente por terrenos paleozoicos y pre-paleozoicos. Su repartición y facies permiten la división de todo el dominio NO. peninsular en un cierto número de zonas, que pueden ser definidas como unidades dispuestas en bandas alargadas más o menos paralelamente a la dirección de la cadena. En el interior de dichas unidades los terrenos paleozoicos y precámbrios presentan espesor y facies constantes.

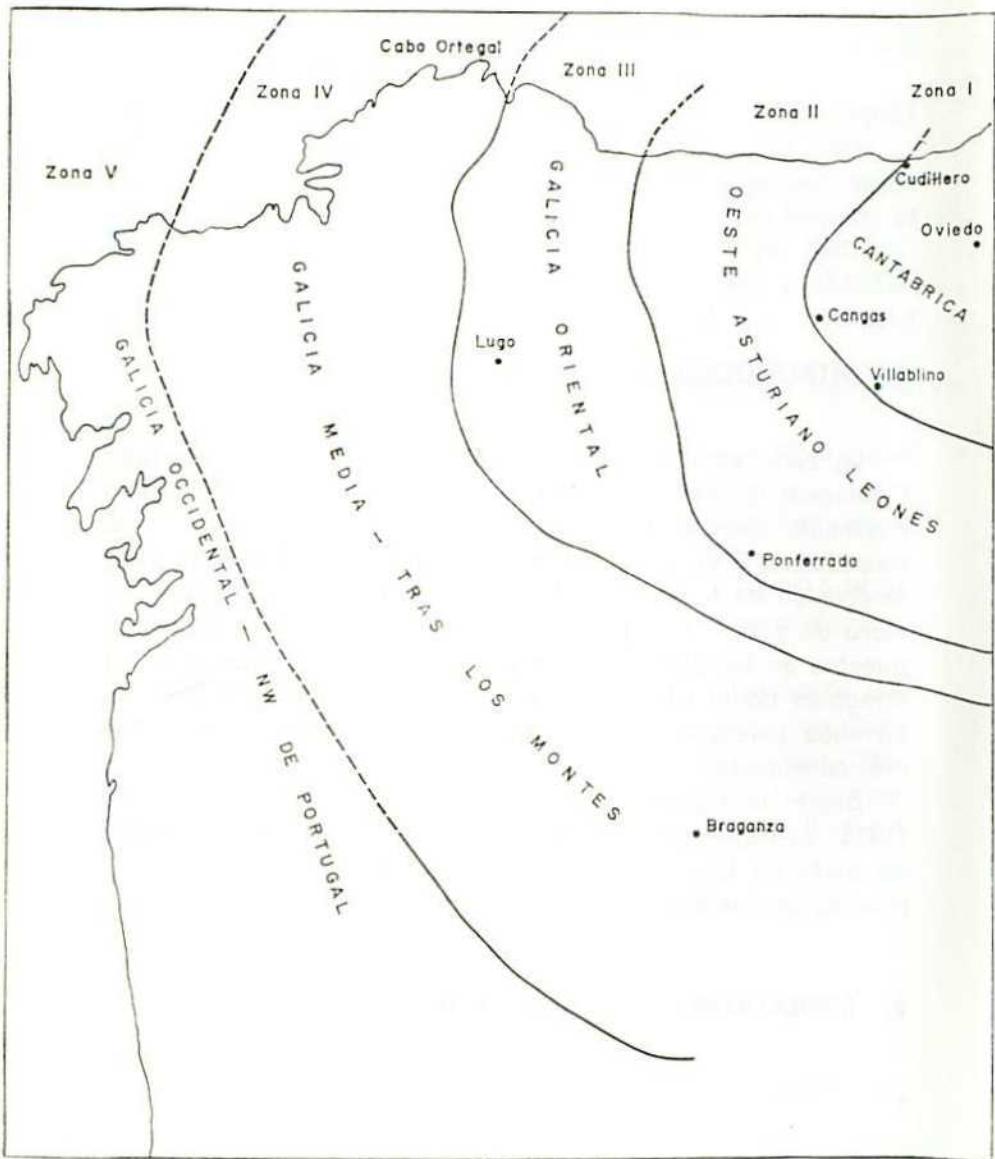
Según la distribución de zonas propuesta por Ph. MATTE (1968), la Hoja geológica de Santiago de Compostela comprende parte de la zona IV (Galicia media-Tras-os-Montes) y la V (Galicia occidental y NO. de Portugal) (figura 1.-1.).

2. ESTRATIGRAFIA Y PALEOGEOGRAFIA.

2.1. ZONA IV (GALICIA MEDIA).

Esta zona está caracterizada por:

- 1.º Ausencia de afloramientos devónico-carboníferos.



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

Fig. 1.-1

- 2.º Un Ordovicico Superior y un Silúrico esquistoso muy potente (4.000 m.), que queda fuera de esta Hoja (SE. de Santiago de Compostela).
- 3.º Ausencia total de Cámbrico en ciertos puntos de esta zona, donde el Arenig llega a reposar directamente sobre una serie porfiroide de edad Precámbrica.
- 4.º Un Precámbrico porfiroide, considerado en parte como restos de un antiguo zócalo granítico (granito «in situ»).
- 5.º Un Precámbrico antiguo, esencialmente constituido por rocas metamórficas básicas.

La Hoja estudiada corresponde al dominio interno de la zona IV.

Este dominio debe su originalidad a la presencia de valores de varios macizos (C. Ortegal, Lopolito de Santiago) de rocas básicas muy metamorfizadas (anfibolitas, piroxenitas con granates y granulitas) atribuidas en Galicia (E. DEN TEX, VOGEL, 1962) al Precámbrico. De hecho, como todos estos macizos están en contacto tectónico con las rocas sedimentarias datadas que les rodean, su edad es delicada de establecer.

Al NO. de Santiago de Compostela se encuentra un macizo gabroico emplazado en el gran lopolito básico. La anchura del macizo es aproximadamente de quince kilómetros, entre las aldeas de Mira, en el oeste, y la de Silva, en el este.

Todas las rocas gabroicas contienen plagioclasa (el porcentaje de anortita varía entre 45 y 75), clino y ortopiroxenos, la mayoría contiene olivinos y un anfibol de color marrón.

El complejo gábrico se presenta como una inyección múltiple; un complejo construido de diferentes capas intrusivas, que fueron emplazándose más o menos en el mismo periodo, se introdujeron en las rocas al este del lopolito clasificado por PARGA PONDAL como esquistos y gneis de Ordenes. El complejo es más joven que las anfibolitas y más antiguo que los granitos.

Es posible que existan del orden de veinticinco capas intrusivas, cuya anchura varía entre 100 y 500 metros. En general

tienen una orientación norte-sur, en el oeste se inclinan al sureste. En el este del macizo presentan una incurvación (WERNARS).

2.2. ZONA V.

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 (anfibolitas y eclogitas) y de gneis ojosos prehercianos (H. N. A. PRIEN, 1966) que I. PARGA PONDAL ha llamado «complejo antiguo» y que lo considera como representando las rocas más antiguas de esta región.

La cubierta epi o mesozonal (esquistos, grauwacas, cuarcitas y ampelitas) de este complejo ha sido considerada por E. DEN TEX y P. FLOOR como Precámbrica.

El extremo occidental de Galicia, por la parte de Cabo Fisterra y Cabo Toriñana, consiste en rocas pre-migmáticas, las cuales son equivalentes más o menos migmatizadas a granitos sin o postectónicas.

2.2.01. Conjunto migmático

Se hablará en esta zona NO. cuando se refiere a las rocas premigmáticas y sus productos de migmatización. Las rocas pre- posigmáticas no son solamente de origen sedimentario (esquistos y gneis de biotita), sino también de origen ígneo glandulares. En la serie migmática de origen sedimentario se pueden distinguir sobre el campo según el orden de la migmatización progresiva, esquistos y paragneis, nebulitas y un granito anatexico.

2.2.02. Esquistos y paragneis

En grandes afloramientos solamente conservados en el extremo NE. de la zona investigada (el Valle de Vimianzo) se hallan

esquistos y gneis de biotita, moscovita, estaurolita, granate y turmalina. Como intercalaciones, en estos metasedimentos hay para-anfibolitas y gneis de magnetita. En la continuación de dicha zona se encuentra un gran número de xenolitas, de hasta un kilómetro de largo en el granito de Dumbria. Sobre todo se hallan esquistos y gneis de biotita como xenolitos pequeños en todas las fases migmáticas y en los granitos de Finisterre y de La Ruña. En este caso, aquellos xenolitos están frecuentemente alterados en «nebulas» o inclusiones de biotita pura, biotita-sillimanita, o sólo sillimanita.

2.2.03. Gneis migmáticos

Los gneis migmáticos existen solamente en unos grandes afloramientos especiales en Corcubión, Finisterre. El gneis migmático está compuesto por unas bandas alternativas: unas, formadas por biotita-moscovita-sillimanita, y otras, de una composición pegmatoide, hasta granitoide. Entonces se han formado durante la migmatización progresiva, paralelas a la esquistosidad, las fases hidrotermaloïdes, pegmatoïdes y granitoïdes (terminología según MEHNERT, 1957). Sin embargo, existen todavía partes más o menos inalteradas y masivas de esquistos y gneis de biotita o/y sillimanita concordantes a la esquistosidad. Son los restos de la roca anterior a la migmatización. La esquistosidad con una dirección de N.NO. a S.SE., está plegada isoclinalmente.

2.2.04. Nebulitas

Durante el progreso de la migmatización se destruye la esquistosidad original. Los esquistos o gneis se conservaron sólo en forma de xenolitos y nebulas de biotita, biotita-sillimanita o sillimanita formando «ghost bedding Structures». Localmente dan los xenolitos de anfibolita restos de un sistema de filones básicos a estas nebulitas un aspecto agmatítico.

Por las fases pegmatoïdes y granitoïdes la roca toma un aspecto granítico. Cuando la fase granitoide se aumenta y la

X

cantidad de nebulas y xenolitos disminuyen, la roca se acerca al granito anatéxico.

2.2.05. Granito anatéxico

El granito anatéxico 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 más 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 anatéxico mejor como una granodiorita. Esta se distingue de los granitos más jóvenes por la presencia de sillimanita y cordierita. El contenido de biotita, moscovita, feldespato alcalino y plagioclasa varía mucho.

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

2.2.06. Gneis glandular

En la región de Cabo Finisterre se halla una zona de gneis glandular, que está separada de la Fosa Blastomilonítica por una zona de esquistos de mica y una granodiorita de megacristales. El gneis glandular tiene dicho aspecto debido a cristales deformados de feldespatos alcalinos, que pueden llegar hasta 10 cm. de largo. El gneis glandular tiene una esquistosidad N.S., con una inclinación subvertical al oeste, aunque también tiene inclinaciones al este.

En los afloramientos más occidentales, en la zona de migmatización más intensa, el gneis glandular se cambia en un gneis glandular nebulítico.

2.2.07. Gneis glandular nebulítico

Se forman en el gneis glandular nebulítico de tal manera

las fases pegmatoides y granitoides que la roca pierde el aspecto del gneis glandular. Por la migmatización, la roca toma cada vez más el aspecto de un granito, hasta el punto de que existen rocas graníticas que tienen como recuerdo de un origen, glandular, los feldespatos alcalinos.

2.2.08. Granito ~~WW~~

En la región investigada se encuentran varios tipos de granitos, que se parecen bastante entre sí. Es posible distinguirlos gracias a la diferencia en textura, y a veces, por diferencias en composición mineralógica.

Se pueden dividir los granitos en tres tipos principales, a saber: granito anatóxico, es el menos homogéneo; el granito de dos micas, el más leucocrático; y los granitos de megacristales, tales como el granito de Finisterre, de La Ruña, de Mugía y del Pindo.

Como el granito anatóxico forma parte de la serie migmática (la evolución: gneis migmático-nebulita-granito anatóxico), ya se ha descrito anteriormente.

2.2.09. Granito de dos micas ~~WW~~

El granito de Dumbria es un granito compuesto de varias fases. La principal en esta región es de dos micas, a veces conteniendo megacristales de feldespato alcalino, en cuya fase pegmatítica se encuentran los minerales: feldespato alcalino, cuarzo, moscovita, turmalina y casiterita. Localmente se pueden encontrar unos tipos de grano fino, a saber: uno aplítico, rico en moscovita, y otro de dos micas. El granito de Dumbria no es solamente mucho más homogéneo que el granito anatóxico, sino que también su composición química se distingue mucho del granito antóxico. Esto se refleja igualmente en su composición mineralógica: riqueza en moscovita, turmalina y pegmatitas de estaño. Se encuentran en el granito de Dumbria grandes y pequeños xenolitos de gneis y esquistos, más o menos inalterados, pero no llegan nunca a ser migmatizados

como los énclaves del granito anatóxico. El granito de Dumbria se introduce en las nebulitas y el gneis glandular. A veces, tiene el granito de Dumbria sillimanita, y por eso se le puede agrupar con los granitos sintectónicos, aún más tarde que el granito anatóxico. Excepto una filonitización local (en la dirección N.S.), el granito no está orientado.

2.2.10. Granitos de megacristales

Excepto la variedad local del granito de Dumbria, existen otros tres tipos de granitos del tipo de grano grueso: granito de Finisterre, de La Ruña y de Mugía. Respecto a su composición mineralógica, varían sólo en el grosor de los megacristales.

El granito de Finisterre es de dos micas con megacristales de feldespato alcalino (hasta 5 cm. de largo). Su forma en el terreno es una placa sobre las nebulitas de Cabo Finisterre. La erosión cortó esta placa de tal manera que existen ahora dos grandes afloramientos. El contacto entre el granito de Finisterre y las nebulitas subyacentes se puede ver muy claramente desde el Faro de Finisterre, mirando en la dirección NO. Junto a los feldespatos alcalinos se encuentran plagioclasas, cuarzo, biotita, moscovita, y a veces, en los megacristales, pirita. El carácter migmático del granito de Finisterre se prueba por el bandeadimiento y alineación fluidal.

El granito de La Ruña es también de dos micas y megacristales de feldespato alcalino (hasta 3 cm. de largo). También existe una variedad de grano muy fino, con cristales idiomorfos de feldespato alcalino. Según el informe de KOSTER VAN GROOS (1962), los feldespatos alcalinos forman una cierta foliación de dirección NO.-SE. En el norte, a lo largo del contacto con las nebulitas y el granito de Dumbria, esta foliación no se puede observar. El granito de La Ruña se introduce en el granito de Dumbria y el gneis glandular.

El granito de Mugía tiene también dos micas y megacristales de feldespato alcalino. Es muy parecido al tipo de Finis-

terre y de La Ruña. Excepto una alineación fluidal local, los feldespatos alcalinos no están orientados.

2.2.11. Granito postectónico

Directamente al S. de los anteriores se encuentra el granito del Pindo, descrito por KOSTER VAN GROOS (1962) y de GRAAFF (1962). Se le puede dividir en una parte central, de biotita y moscovita, y una externa, de biotita sola. Esta diferencia mineralógica se refleja también en la morfología del terreno. La zona externa forma el monte del Pindo (más de 600 m. de altitud), mientras la zona central no pasa de los 200 m. de altura. Los feldespatos alcalinos son muchas veces megacristales de hasta 4 cm. de largo. Por su carácter no orientado se le agrupa con los granitos más modernos, o sea, postectónicos.

2.2.12. Filones

Lo que llama la atención entre filones es el sistema anular de la composición granodiorítica con hornblenda. Este mismo sistema de dique anular parece estar repetido más hacia el S. por una vosgesita y por dos sistemas de aplita. Estos dos últimos tipos tienen hornblenda solamente en la matriz. Los filones de granito, de grano fino (de biotita y moscovita) son casi seguro equivalentes al tipo de grano fino de La Ruña. Por toda la región se hallan filones de pegmatitas, cuarzo y aplitas, siguiendo direcciones más o menos pronunciadas.

2.2.13. Procesos de migmatización

Se forman en esta región durante la migmatización las fases: hidrotermaloides, pegmatoides y granitoides.

La fase hidrotermaloide con que empieza la migmatización, es la movilización de Si y Al . El principio de la migmatización da lugar a la formación de núcleos de cuarzo, andalucita y sillimanita paralelas a la esquistosidad del gneis migmático. La fase

pegmatoide consiste en un 40 a 60 por 100 de megacristales de microclina, que pueden llegar hasta 20 cm. de largo, de 30 por 100 de cuarzo y de 20 a 10 por 100 de plagioclasa, y muchas veces de moscovita en pequeña cantidad. El contenido de anortita de las plagioclasas oscila entre 10 y 17 por 100.

En la fase granitoide el contenido de plagioclasas es superior al de feldespato alcalino. Tampoco se cristalizan regularmente los feldespatos alcalinos en megacristales. Los minerales de la fase granitoide son: plagioclasa (anortita 11 - 19 %), microclina, cuarzo, biotita, moscovita, clorita, sillimanita y cordierita. La composición cuantitativa del granito antéxico, la fase granitoide más homogénea, es en porcentajes, como sigue: feldespato alcalino, 15; cuarzo, 35; biotita, 12; moscovita, 2; cordierita, 4; sillimanita, 1; accesorios, 1.

Cordierita existe en blastos más o menos alterados en masas isótropas coloreadas de naranja-amarillo. Estas masas están determinadas con rayos X como sillimanita y andalucita. Existe también pirita verdosa como alteración de la cordierita. Sillimanita se encuentra como alteración de biotita, frecuentemente en su variedad de fibolita y moscovita. La moscovita puede ser también una alteración de biotita. Así, pues, existen dos series: biotita-sillimanita y biotita-moscovita-sillimanita.

2.3. EN LA ZONA NE. (REGION DE CARBALLO)

2.3.1. Granitos orientados de dos micas

Se trata de granitos orientados anatóxicos, de estructura ordenada, con una proporción análoga de biotita y moscovita; el tamaño del grano, generalmente medio.

Existen varias zonas de afloramientos graníticos en esta área nororiental:

1) *Zona granítica de Beo.* Variedad de tamaño de grano variable y con algunas intercalaciones filonianas perfectamente concordantes con la orientación granítica.

2) *Faja granítica Monte Perrol-Barrañán.* De notable uniformidad de grano medio, los feldespatos bastante alterados y casi idéntica proporción de biotita que moscovita. Son frecuentes las zonas con pegmatitas y cuarzos, que a veces están muy mineralizados, wolframitas, casiteritas, auríferos, piritas, etc.

2.3.2. Gneis y esquistos cristalinos

Existen asimismo varias zonas cuya característica común es que se hallan afectadas por un metamorfismo regional intenso y migmatización general:

1) *Zona metamórfica de Malpica.* Abundan los gneis glandulares con gran profusión de diques y filones. Las rocas fundamentales son: gneis glandulares de biotita, gneis biotíticos inyectados, esquistos micáceos y esquistos cloríticos.

2) *Zona metamórfica de Valencia y Verdes.* Su estructura estratigráfica es muy análoga a la anterior, formada en su faja central de gneis glandulares de grano fino y dos bandas laterales esquistosas.

3) *Zona metamórfica oriental.* Dominio esquistoso muy uniforme con diques y filones de rocas ácidas y básicas. Dominan los esquistos micáceos y cloríticos. Los gneis son más raros cuando se encuentran, se relacionan con diques ácidos de microgranitos o dioritas, transformados por metamorfismo en gneis o esquistos inyectados, que adoptan la forma de migmatitas.

2.3.3. Gabros

Petrográficamente se trata de gabros olivínicos con diálaga, hiperstena y plagioclasa cárquica rodeadas de ciertas zonas de anfibolitas.

2.3.4. Sedimentos modernos ~~rec~~

Constituyen generalmente depósitos fluviales 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 una base a veces conglomerática de cantos rodados de cuarzo.

En el examen de la Hoja se pueden considerar los siguientes elementos estratigráficos 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 porfidico 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, influenciada a su vez por aquéllos y rodeándose de una zona anfibolítica.

En la distribución de los elementos geológicos citados, así como de sus relaciones mutuas, influyeron poderosamente las acciones tectónicas. Como consecuencia de tal actividad tectónica se produjeron fallas, que determinaron contactos anormales entre granitos gneísmicos y esquistos y entre gneis 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 orogenia herciniana afectó todos los terrenos, desde el Precámbrico cristalino de Galicia occidental y N. de Portugal hasta el Devónico-Carbonífero no metamórfico de Asturias y León.

Las etapas tectónicas de esta parte de la cadena hercíniana son:

1.º La incurvación de las estructuras hercínianas en arcos más o menos concéntricos con convexidad, O.

2.º Aumento del grado de metamorfismo y plutonismo hercíniano hacia el O. y SE., perpendicularmente a las direcciones de las estructuras, así como el combamiento general de mantos y pliegues hacia el centro del arco, que permiten subdividir la cadena en zonas externas (orientales) e internas (occidentales).

3.º La cadena hercíniana está colocada sobre un zócalo precámbrico formado por rocas sedimentarias plegadas, rocas plutónicas y también metamórficas.

4.º Existe paralelismo estrecho entre las estructuras hercínianas y las líneas isópicas e isópicas de terrenos paleozoicos.

5.º Entre las orogénesis Precámbrica y Herciniana no ha habido plegamientos importantes, solamente epirogénicos notables entre el Cámbrico y el Arenig (N. de Portugal) y entre el Ordovícico y Silúrico

6.º La tectónica hercíniana se caracteriza por la presencia de fases de plegamiento superpuestas, tanto en las zonas internas como en las externas.

La primera fase es la de mayor importancia y la que da origen a la estructura general de la cadena.

La segunda fase es de menor importancia. Es una fase de ajustamiento, que dio sin embargo en las zonas internas de la virgación estructuras con planos axiales subverticales más o menos paralelos a aquellos de la primera fase y a las estructuras mayores más evidentes.

Las deformaciones hercínianas posteriores a la segunda fase no dieron lugar a megaestructuras en el dominio estudiado.

7.º El metamorfismo hercíniano comenzó con la primera fase de plegamiento y termina generalmente con la segunda. En su mayor parte es un metamorfismo de baja presión.

8.º La mayoría de los granitos hercínianos han sido emplazados en la segunda fase y después de ella.

3.1. LAS DEFORMACIONES ANTEHERCINIANAS EN EL PRECAMBRICO Y PALEOZOICO.

El estudio de estas deformaciones es delicado, pues han sido más a menudo obligadas por los plegamientos y el metamorfismo hercíniano.

Exceptuando el zócalo precámbrico antiguo, las deformaciones más antiguas e importantes son las que afectaron al Precámbrico Superior esquisto-arenoso durante el depósito del Cámbrico en el O. de Asturias. Dichas deformaciones parecen indicar que el Precámbrico Superior ha sido afectado por verdaderos pliegues.

3.2. FASE DE PLEGAMIENTO HERCINIANO.

En el NO. de la Península Ibérica el plegamiento hercíniano no está bien datado más que en los Montes Cantábricos, debido a la presencia de depósitos discordantes en el Paleozoico Superior.

En la zona objeto del presente estudio, lo único que se puede afirmar, debido a la ausencia de la mayoría de este Paleozoico Superior, es que las fases de plegamiento importantes están comprendidas entre el Devónico Inferior y el Estefaniense (primer terreno netamente discordante y mucho menos deformado que el substrato). Tampoco aquí, en ausencia de Devónico Superior y Viseano, hay muestra de los movimientos epirogénicos presentes en la Cantabria.

En nuestra región los plegamientos hercínianos se han sucedido en el tiempo con una distribución, intensidad y estilos diferentes, que reflejan condiciones de temperatura y presión decrecientes.

La primera fase, la más intensa, ha afectado todo el NO. de la Península. La deformación ha alcanzado las rocas a todas las

escalas y va acompañada de metamorfismos progresivos. Corresponde a las condiciones máximas de presión y temperatura.

Entre la primera y segunda fase de plegamiento, la cadena está levantada y ha sido en parte erosionada, lo que ha provocado un descenso de la temperatura y presión.

La segunda fase de plegamiento, menos intensa, es también menos flexible, menos penetrante, además no ha dado estructuras bien visibles e individualizadas más que en la parte interna de la virgación.

Las deformaciones tardías no han dado grandes estructuras, solamente estructuras menores.

3.2.1. Primera fase de plegamiento

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 disposición actual de la virgación, ya que 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.

3.2.2. Segunda fase de plegamiento

Se puede decir que la segunda fase de plegamiento es una fase de compresión secundaria, que no ha originado estructuras bien individualizadas más que en las zonas internas de la virgación, donde la esquistosidad primaria era horizontal o de inclinación débil. Además, allí donde las estructuras de la primera fase tenían planos axiales verticales, es siempre difícil diferenciar una de otra.

La fase segunda ha vuelto, en efecto, a jugar con el mismo plano axial de la primera fase y no ha dado estructuras netamente diferenciables.

3.3. RELACION ENTRE TECTONICA Y METAMORFISMO REGIONAL HERCINIANO.

Tenemos que en el NO. de la Península Ibérica, desde las zonas externas hacia las internas de la virgación, hay un aumento del grado de metamorfismo.

Los grados de metamorfismo más elevados, caracterizados por la presencia de sillimanita, aparecen sobre todo en la zona IV.

No se encuentra una migmatización hercíniana importante más que en las zonas internas de Galicia occidental (C. F. WOENSDREGT, 1965).

3.4. ETAPAS DE LA EVOLUCION DEL SUPUESTO HERCINIANO DEL NO. DE LA PENINSULA IBERICA.

En el plegamiento hercíniano del NO. de la Península Ibérica contrasta el largo período de sedimentación (200 millones de años) con la relativa rapidez de su tectogénesis (20 millones de años).

Veamos brevemente la evolución del geosinclinal y los hechos paleogeográficos más importantes:

La paleogeografía precámbrica es poco conocida. Al final del Precámbrico se encuentran ya dos surcos diferenciados, uno en el NE. de la Península y otro al SO., donde se depositan varios millares de metros de sedimentos esencialmente esquistos-arenosos, con algunas intercalaciones vulcano-sedimentarias ácidas.

Ambos surcos estaban separados por una larga zona formada de Precámbrico cristalino más antiguo. Esta zona ocupa más o menos el eje de la zona Galaico-Castellana (Galicia media).

En el Cámbrico comienza la historia geosinclinal propiamente dicha y que seguirá sin perturbaciones notable hasta el Carbonífero Inferior.

En la mayoría del NO. de la Península estas series no pueden ser reconocidas, sobre todo en la zona del presente estudio, ya que los depósitos han sido barridos por la erosión.

Durante el Ordovicico Inferior el mar recubre todo. En el N. de Portugal, sobre el geanticlinal y en toda Galicia se deposita una serie esquisto-arenosa reducida (500 a 700 m.).

A partir del Devónico, la historia geosinclinal no puede ser reconstruida prácticamente más que en la región de los Montes Cantábricos, que se transforman en región geosinclinal.

En la zona geanticlinal interna, caracterizada por la presencia de un Precámbrico cristalino recubierto por una serie sedimentaria más reducida, y donde la tectónica, el metamorfismo y la granitización son más intensos.

Esta ligazón podría explicarse del modo siguiente: La corteza básica tiende a ser en esta zona más potente que en los del zócalo, el flujo y el material cristalino más conductor (efecto del zócalo), el flujo térmico sería más importante.

Las isogeotermas están colocadas más altas. El calor, por tanto, aumentó la plasticidad de las rocas, y el metamorfismo y granitización han sido más importantes.

3.5. EVOLUCION TECTONICA.

La ausencia del Paleozoico Superior hace imposible la reconstrucción de todas las etapas de la historia tectónica. Además, las cadenas antiguas han sido siempre profundamente erosionadas y sólo a través de deducciones se puede apreciar la profundidad de los términos que afloran ahora y su evolución en el periodo 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 pre-alcalinos antehercinianos.
- Presencia en el afloramiento de un zócalo precámbrico cristalino antiguo.

BIBLIOGRAFIA

- AVE LALLEMANT, H. G.: *Petrology, petrfabries and structural geology of the Sierra de Outes-Muros Región.* Leid. Geol. Med. Deel. 33, 1965.
- CARLE, W.: *Resultado de investigaciones geológicas en las formaciones antiguas de Galicia.* P. Ext. G. E. n.º 5, 1960.
- COLLEE, A. L. G.: *The geology of de coastal Section from Cabo de S. Adrián to Plaza de Bayo.* Leid. Geol. Med. Deel. 30, 1964.
- DEN TEX, E.: *Some preliminar results of petrological work in Galicia.* Leid. Geol. Med. Deel. 26, 1962.
- *Apercu petrologique et structural de la Galice cristaline.* Leid. Geol. Med. Deel. 36, 1967.
- GEUL, J. J. C.: *The petrology of the region betwen Lage and Carballo.* Leid. Geol. Med. Deel. 30, 1964.
- KONING, 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.; PARGA PONDAL, I., y TORRE ENCISO, E.: *Hoja n.º 92 (Finisterre) del Mapa Geológico Nacional 1:50.000.*
- LOPEZ DE AZCONA, J. M.: *Hoja n.º 20 (Sisagras) del Mapa Geológico Nacional 1:50.000, 1952.*
- LOPEZ DE AZCONA, J. M.; PARGA PONDAL, I., y MARTIN CARDOSO, G.: *Hoja n.º 44 (Carballo) del Mapa Geológico Nacional 1:50.000, 1953.*

- MATTE, PH.: *Remarques préliminaires sur l'allure des plis hercyniques en Galicia oriental.* Comp. Rend. Acad. Sc., Paris, 1964.
- *La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne).* Trav. Lab. Geol. Univ. Grenoble. T. 44, pp. 153-281, 1968.
- PARGA PONDAL, I.: *Contribuciones a la primera reunión sobre geología de Galicia y N. de Portugal.* From. the Depart. of Petrol. Min. and Cryst. of the Univ. Leyden, n.º 35, 1965.
- PARGA PONDAL, I.; LOPEZ DE AZCONA, J. M., y MARTIN CARDOSO, G: *Hoja n.º 68 (Camariñas) del Mapa Geológico Nacional 1:50.000.* 1960.
- *Hoja n.º 69 (Santa Comba) del Mapa Geológico Nacional 1:50.000.* 1957.
- PILAAR, W. F. H.: *The Geology of the area between Corme and Buño.* Leid. Geol. Med. Deel. 30, 1964.
- RAUMER, J. VON: *Geologie des nordwest - Spanischen Grund Gebirges bei Noya.* N. J. G. P. Mh. Heft. 2, 1962.
- TORRE ENCISO, E.; LOPEZ DE AZCONA, J. M., y PARGA PONDAL, I.: *Hoja n.º 93 (Outes) del Mapa Geológico Nacional 1:50.000.* 1958.
- WARNAARS, F. W.: *Petrography of peridotite amphibolite and grano bearin polyorogenic terrain NO. of Santiago de Compostela.* Dep. of Petrol. Miner. Crystal. Univer. Leyden, 1967.
- WOENSDREGT, C. F.: *Informe preliminar sobre los estudios petrográficos del extremo occidental de Galicia.* Leid. Geol. Med. Deel. 36, 1967.