

INFORME PRELIMINAR SOBRE LOS ESTUDIOS DE LA PETROGRAFIA DEL EXTREMO OCCIDENTAL DE GALICIA

POR

C. F. WOENSDREGT*

ABSTRACT

The extreme western part of Galicia around Cape Finisterre and Cape Toriñana, consists of pre-migmatic metamorphic rocks, partly migmatized, intruded by syn- and post-tectonic granites. The pre-migmatic rocks are of sedimentary origin (biotite schists or gneisses) and of probable igneous origin (augengneisses). Locally the original schistosity has been destroyed by progressive migmatization (formation of hydrothermaloid, pegmatoid and granitoid phases). Two series may be distinguished: a, mica gneiss (or schist) — migmatic gneiss — nebulite — anatexitic granite and b, augengneiss — nebulitic augengneiss.

The granites have been divided into the following types: the Dumbria granite (equivalent to the Barbanza granite of von Raumer, 1963) and the megacrystic alkalifeldspar-bearing granites: the Finisterre, la Ruña and Mugia granites. The chemical composition, the trilinearity of the alkalifeldspar megacrysts and the distribution of sodium over plagioclase and alkalifeldspar (method of Barth, 1956) are discussed and presented in tables 1, 2 and 3 respectively. The Q-L-M and Q-Ab-Or values, and the variation diagram of the standard cell after Barth (1948, 1952), all calculated from the chemical analysis of the various types of rocks, are given in figures 2, 3 and 4 respectively.

PETROGRAFIA

El extremo occidental de Galicia — por la parte de Cabo Finisterre y Cabo Toriñana — consiste de rocas pre-migmáticas, sus equivalentes más o menos migmatizadas y granitos sin- o postectónicos (vease fig. 1).

Conjunto migmatico

Se hablará del conjunto migmatico en este artículo, cuando se refiere a las rocas premigmáticas y sus productos de migmatización. Las rocas premigmáticas no son solamente de origen sedimentario (esquistos y gneises de biotita) pero también de origen ígneo (gneises glandulares). En la serie migmatica de origen sedimentario se pueden distinguir sobre el campo, según el orden de la migmatización progresiva, esquistos y paragneises, nebulitas y un granito anatexítico.

Esquistos y paragneises

En grandes afloramientos solamente conservados en el extremo NE de la zona investigada (el Valle de Vimianzo) se hallan esquistos y gneises de biotita, muscovita, estauroлита, granate y turmalina. Como intercalaciones en estos metasedimentos hay para-anfibolitas y gneises de magnetita. En la continuación de dicha zona se encuentra un gran número de xenolitos, hasta un kilometro de largos, en el granito de Dumbria.

Sobre todo, se hallan esquistos y gneises de biotita como xenolitos pequeños en todas las fases migmaticas y en los granitos de Finisterre y de la Ruña. En este

* Geologisch en Mineralogisch Instituut, Garenmarkt 1b, Leiden.

Fotografía 1 El granito anatexitico con inclusiones de biotita alterada en clorita, cerca de Cabo Toriñana.

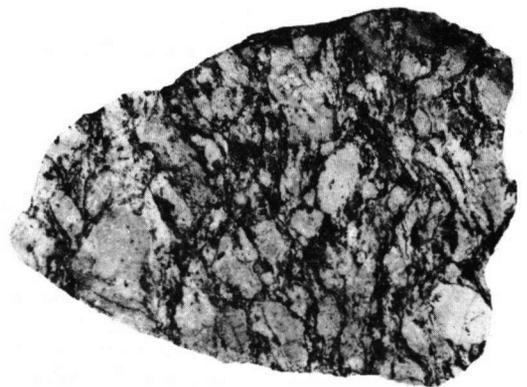
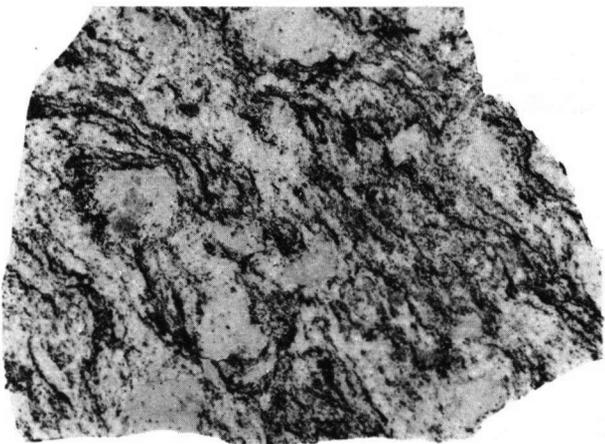
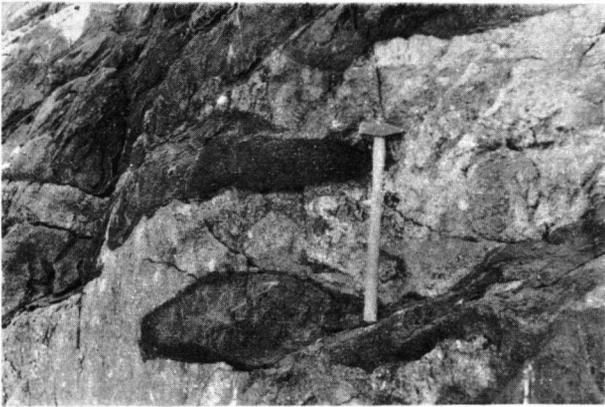
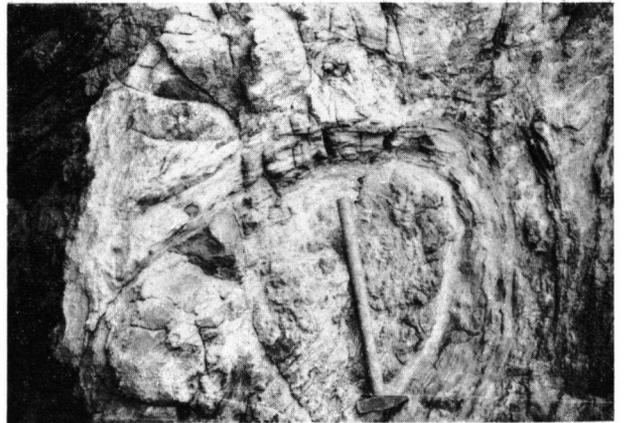
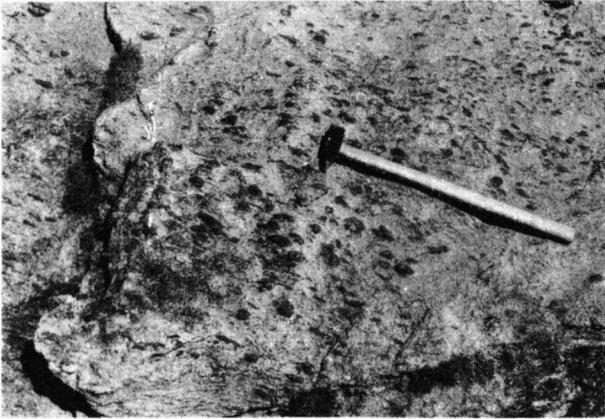
Fotografía 2 Xenolitos de gneises y esquistos, y bandas de biotita forman "ghostbedding structure".

Fotografía 3 Los xenolitos de anfibolita, restos de un sistema de filones, dan localmente a las rocas migmáticas un aspecto agmatítico.

Fotografía 4 Aspecto del gneis glandular al norte de Baiñas.

Fotografía 5 Sección pulida de una muestra del gneis glandular nebulítico. Alrededor de las glándulas se ha formado una nueva, segunda generación del feldespató alcalino.

Fotografía 6 Sección pulida de una muestra del gneis glandular.



caso aquellos xenolitos están frecuentemente alterados en nebulas o inclusiones de pura biotita, biotita-sillimanita, o sólo sillimanita. En la fotografía 1 se ve muy claramente en un granito anatexítico las inclusiones alteradas en biotita-clorita.

Gneises migmáticos

Los gneises migmáticos existen solamente en unos grandes afloramientos, especialmente entre Corcubión y Finisterre. El gneis migmático está compuesto por bandas alternativas: unas formadas con biotita-muscovita-sillimanita y las otras de una composición pegmatoide hasta granitoide. Entonces se han formado durante la migmatización progresiva, paralelas a la esquistosidad, las fases hidrotermaloides, pegmatoides y granitoides (la terminología según Mehnert, 1957). Sin embargo existen todavía partes más o menos inalteradas y masivas de esquistos y gneises 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 NNO a SSE, está plegada isoclinalmente.

Nebulitas

Durante el progreso de la migmatización se destruye la esquistosidad original. Los esquistos o gneises se conservaron sólo en forma de xenolitos y nebulas de biotita, biotita-sillimanita o sillimanita formando "ghostbedding structures" (ver la fotografía 2). Localmente dan los xenolitos de anfibolita, restos de un sistema de filones básicos, a estas nebulitas un aspecto agmatítico (ver fotografía 3).

Por las fases pegmatoides y granitoides la roca toma un aspecto granítico. Cuando la fase granitoide se aumenta y la cantidad de las nebulas y xenolitos disminuyen, la roca se acerca al granito anatexítico.

Granito anatexítico

El granito anatexítico es la fase granitoide en su forma mas homogénea, aunque el caracter 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 varia entre las direcciones NW a SE en el sur y N a S en el norte del área, inclinada al noroeste hasta norte.

Por la composición química y mineralógica se clasifica el granito anatexítico mejor como una granodiorita. Esta se distingue de los granitos mas jóvenes por la presencia de sillimanita y cordierita. El contenido de biotita, muscovita, feldespato alcalino y plagioclasa varia mucho.

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

Gneis glandular

A lo largo del este de la región investigada se halla una zona de gneis glandular, que está separado de la Fosa Blastomilonítica por una zona de esquistos de mica y una granodiorita de megacristales.

El gneis glandular tiene dicho aspecto por cristales deformados de feldespatos alcalinos, que pueden llegar hasta 10 centímetros de largo (ver fotografía 4). El gneis glandular tiene una esquistosidad N-S con una inclinación subvertical al oeste, aunque tambien tiene inclinaciones al este.

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

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 (comparar la fotografía 6 con la fotografía 5). 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 su origen, glándulas de feldespatos alcalinos.

Granitos

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

Se pueden dividir los granitos en 3 tipos principales, a saber: el granito anatectítico, 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 anatectítico forma parte de la serie migmática (la evolución: gneises — gneis migmático — nebulita — granito anatectítico), ya se ha descrito anteriormente (ver página 266).

Granitos de dos micas

El granito de Dumbría 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, muscovita, turmalina y casiterita. Localmente se pueden encontrar unos tipos de grano fino, a saber: uno aplítico y rico en muscovita, y otro de dos micas. El granito de Dumbría no es solamente mucho más homogéneo que el granito anatectítico pero también su composición química (ver figura 1) se distingue mucho del granito anatectítico. Esto se refleja igualmente en su composición mineralógica: riqueza en muscovita, turmalina y pegmatitas de estaño. Se encuentran en el granito de Dumbría grandes y pequeños xenolitos de gneises y esquistos más o menos inalterados, pero no llegan nunca a ser migmatizados como los enclaves del granito anatectítico. El granito de Dumbría se introduce en las nebulitas y el gneis glandular. A veces tiene el granito de Dumbría sillimanta y por eso se le puede agrupar con los granitos sintectónicos, aun más tarde que el granito anatectítico. Excepto una filonización local (en la dirección N-S) el granito no está orientado.

Granitos de megacristales

Excepto la variedad local del granito de Dumbría existen otros tres tipos de granitos del tipo megacrístico: 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 uno de dos micas con megacristales de feldespato alcalino (hasta 5 centímetros 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 NW (ver fotografía 7). Los megacristales de feldespato alcalino están paralelos con su cara {010} a un plano que se inclina al sursuroeste (inclinación 20—30 grados), ver fotografía 8.

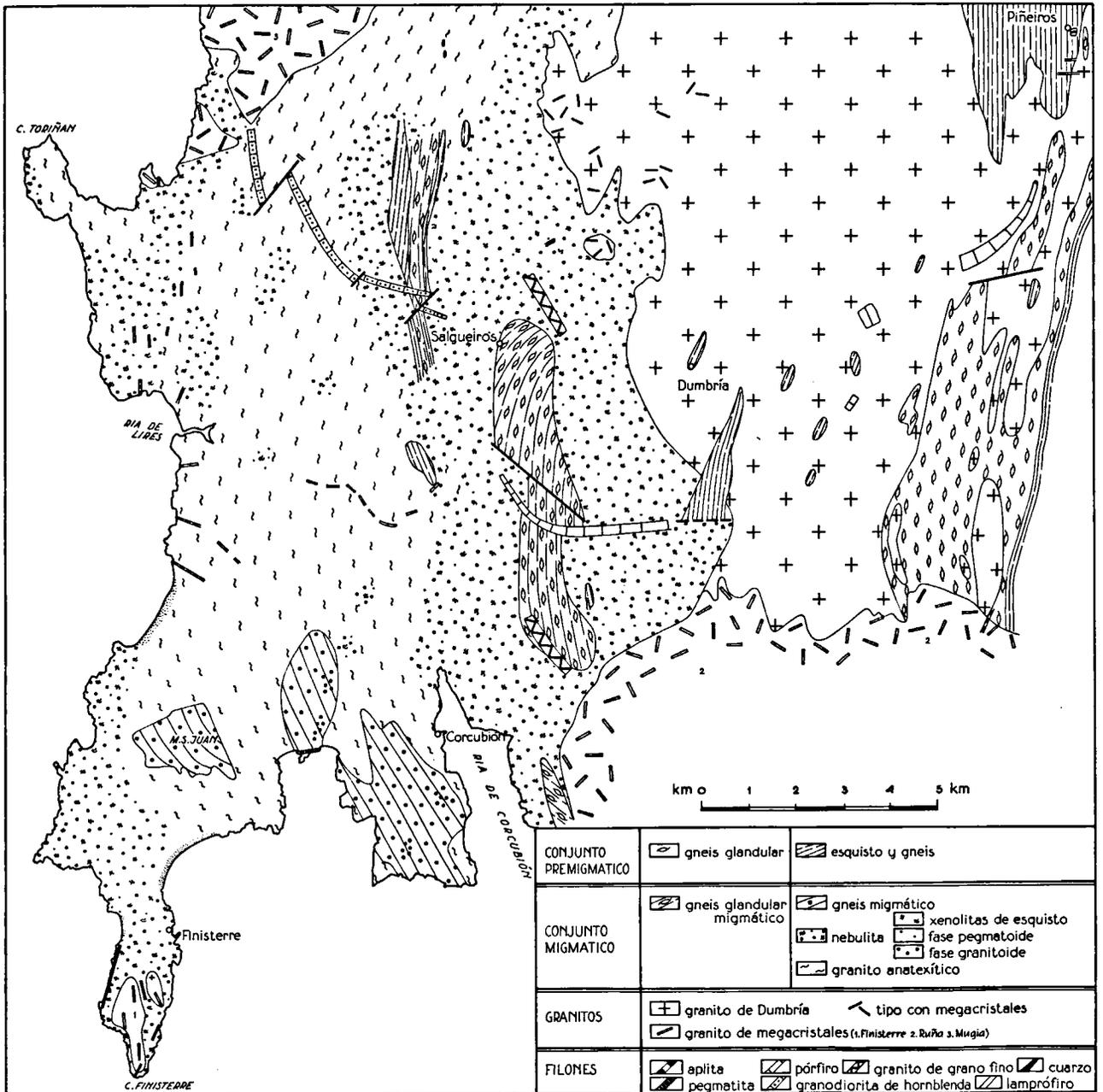


Figura 1 La región investigada

Junto con los feldespatos alcalinos se encuentran plagioclasa, cuarzo, biotita, muscovita y, a veces en los megacrístales, piritita. El carácter magmático del granito de Finisterre se prueba por el bandeamiento y alineación fluidal. También las inclusiones de Frasl (1954) pueden ser una indicación del origen ígneo (ver fotografía 9).

El granito de la Ruña es igualmente un granito de dos micas y megacrístales de feldespato alcalino (hasta 3 centímetros de largo). También existe una variedad de un grano muy fino, con cristales idiomórficos de feldespato alcalino. Según el informe de Koster van Groos (1962) los feldespatos alcalinos forman una cierta foliación, dirección NW-SE inclinada al noreste. En el norte, a lo largo del contacto con las nebulitas y el granito de Dumbría, esta foliación no se puede observar. El granito de la Ruña se introduce en el granito de Dumbría y el gneis glandular.

El granito de Mugia tiene también dos micas y megacrístales de feldespato alcalino. Es muy parecido al tipo de Finisterre y de la Ruña. Excepto una alineación fluidal local, los feldespatos alcalinos no están orientados.

Granito postectónico

Directamente al S de la región investigada 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 muscovita y una parte externa de biotita sola. Esta diferencia mineralógica se refleja también en la morfología del terreno. La zona externa forma el monte del Pindo (más que 600 metros de altitud), mientras la zona central no pasa de los doscientos metros de altura. Los feldespatos alcalinos son muchas veces megacrístales de hasta 4 centímetros de largo. Por su carácter no orientado se le agrupa con los granitos más modernos, o sea, postectónicos.

Filonas

Lo que llama la atención entre filonas es el sistema anular de la composición granodiorítica de hornblenda. Este mismo sistema de dique anular parece estar repetido más hacia el sur por una vogesita y por dos sistemas de aplita. Estos dos últimos tipos tienen hornblenda solamente en la pasta.

Los filonas de granito de grano fino (de biotita y muscovita) son casi seguro equivalentes al tipo de grano fino de la Ruña.

Por toda la región se hallan filonas de pegmatitas, cuarzo y aplitas, siguiendo direcciones más o menos pronunciadas (ver fotografía 11).

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. Así se reconoce el principio de la migmatización a la formación de bolsas de cuarzo, andalucita y sillimanita paralelas a la esquistosidad del gneis migmatítico (ver fotografía 12).

La *fase pegmatoides* consiste de 40 a 60 % de megacrístales de microclina, que pueden llegar hasta 20 centímetros de largo, de 30 % de cuarzo y de 20 a 10 % de plagioclasa y muchas veces de muscovita en pequeña cantidad. El contenido de anortita de las plagioclasas oscila entre 10 y 17 %.

Fotografía 7 Contacto entre el granito de Finisterre y las nebulitas subyacentes.

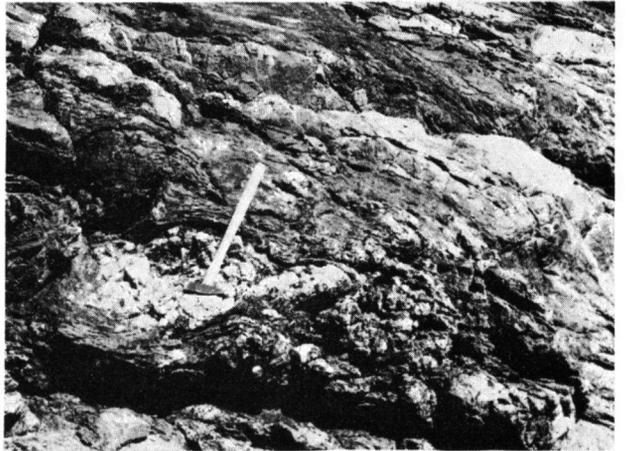
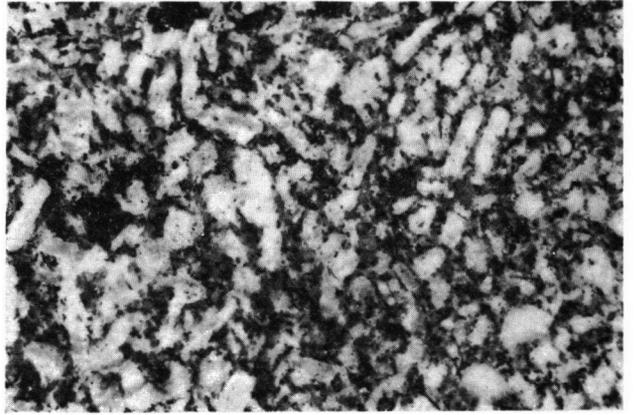
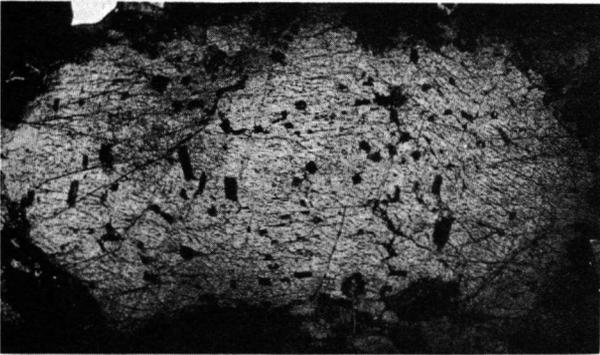
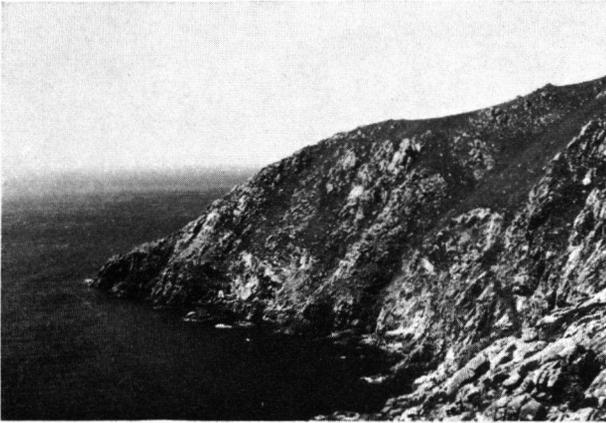
Fotografía 8 Corte vertical del bandeamiento fluidal formado por los megacrístales de feldespato alcalino en el granito de Finisterre. La inclinación supera al valor medio.

Fotografía 9 Las inclusiones según Frasl en un megacrystal de feldespato alcalino, indicios del origen ígneo del granito de Finisterre.

Fotografía 10 Sección pulida del granito de la Ruña.

Fotografía 11 Aplita que está paralela a la costa occidental del Cabo Finisterre.

Fotografía 12 Producto de la movilización de Si y Al. Una bolsa de cuarzo, sillimanita y andalucita paralela a la esquistosidad.





Fotografía 13 La fase granitoide corroe la fase pegmatóide, aqui formada por megacrystales de feldespato alcalino.

La *fase granitoide* se acerca a una composición granodiorítica y corroe la fase pegmatoide (fotografía 13). Esto es la prueba de que se trata de una migmatización, porque durante la movilización se forman primero las fases con un punto de fusión mínimo, y después las fases con uno superior. Entonces primero la fase hidrotermaloide rica en cuarzo, después la fase pegmatoide rica en feldespato alcalino, y luego la fase con una composición granodiorítica.

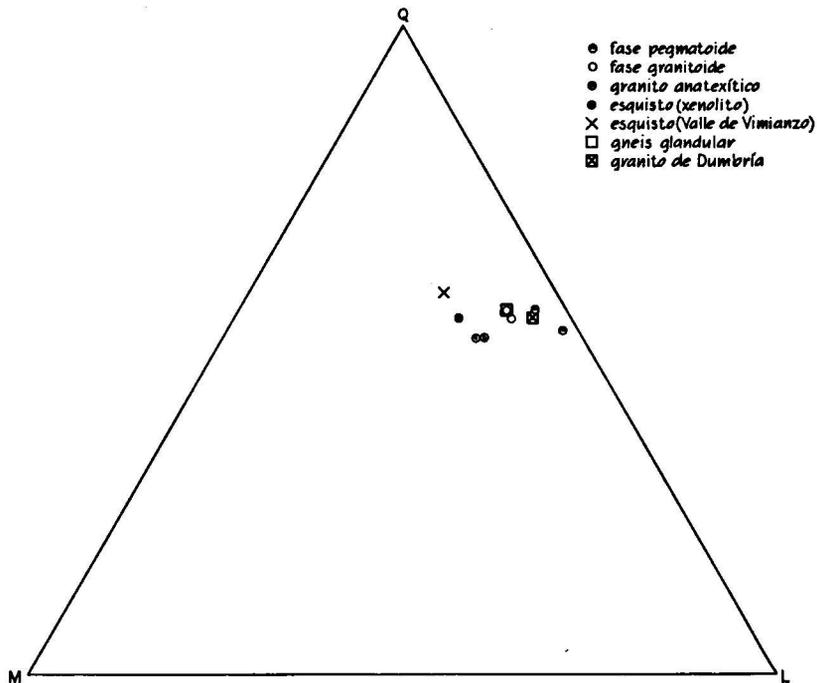


Figura 2 El diagrama Q-L-M

En la fase granitoide el contenido de plagioclasa es superior al de feldespato alcalino. Tampoco se cristalizan regularmente los feldespatos alcalinos en megacristales. Los minerales de la fase granitoide son: plagioclasa (An: 11—19 %): microclina, cuarzo, biotita, muscovita, clorita, sillimanita y cordierita. La composición cuantitativa del granito anatectico, la fase granitoide más homogénea, es en porcentajes: feldespato alcalino 15, cuarzo 35, biotita 12, muscovita 2, cordierita 4, sillimanita 1 y accesorias 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 pinita verdosa como alteración de la cordierita.

Sillimanita se encuentra como alteración de biotita (frecuentemente en su variedad de fibrolita) y muscovita. La muscovita puede ser también una alteración de biotita. Así pues existen dos series: biotita — sillimanita y biotita-muscovita-sillimanita.

ANÁLISIS QUÍMICO

Para comparar químicamente los distintos tipos de las rocas se ha calculado del análisis químico los valores Q-L-M, Q-Ab-Or, y la célula de standard según el método de Barth (1948, 1952).

Mirando primero el diagrama Q-L-M (figura 2) de las rocas migmatíticas se ve que el contenido de M (máficos) aumenta en la dirección de la migmatización progresiva.

El diagrama de los valores Q-Ab-Or (figura 3) de los distintos grupos de rocas, demuestra que tanto las fases migmatíticas como los distintos tipos graníticos se acercan al mínimo eutéctico, según las más recientes investigaciones de Luth y otros (1964). Los filones demuestran una tendencia a seguir la línea cotéctica Q/Or.

En la figura 4 se ve como varían los porcentajes de los más importantes cationes en las distintas fases de la migmatización en la célula de standard, calculada según Barth. Durante la migmatización progresiva se disminuye el porcentaje de los cationes de Si^{4+} y K^+ mientras el porcentaje de los cationes de Al^{3+} , Na^+ , Mg^{2+} y $\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+}$ aumentan. Esto demuestra químicamente que al principio se moviliza sobre todo el Si (cuarzo) y el K (microclina). Al final se mobilizan también los máficos (Al, Mg y Fe). En el mismo gráfico se incluyen los valores de los esquistos analizados para establecer una comparación.

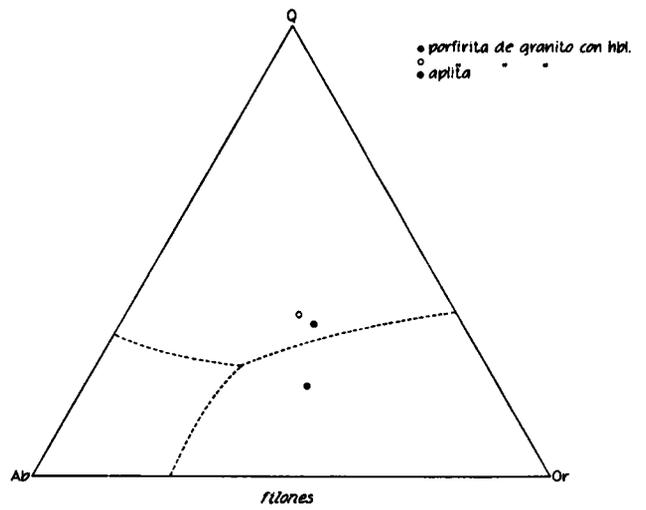
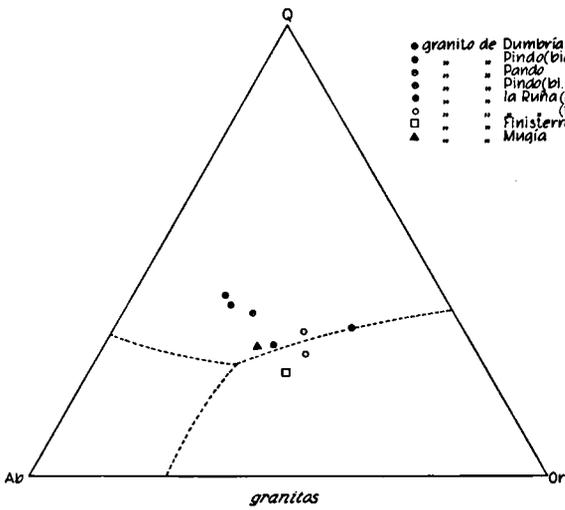
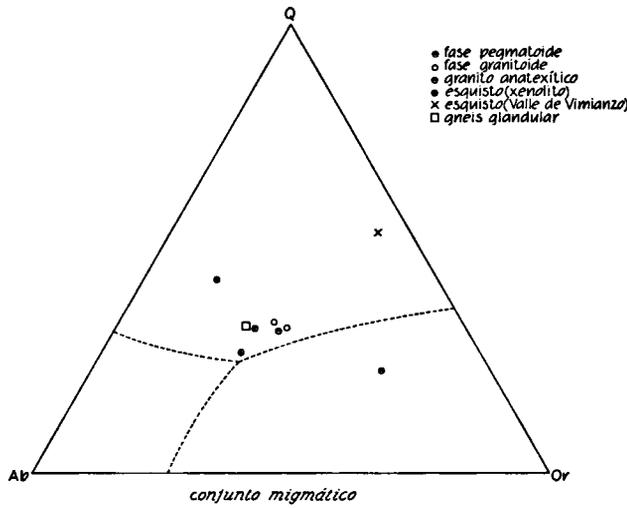
LOS FELDESPATOS ALCALINOS

De los feldespatos alcalinos se está investigando la composición química, la triclinicidad y la distribución del sodio entre los feldespatos alcalinos y las plagioclasas incluidas en los megacristales. Las conclusiones de estas investigaciones, aun no terminadas, pueden ser solamente preliminares.

En la tabla 1 se puede ver que no hay diferencia en la composición química entre los megacristales de la fase pegmatoide y de la granitoide. Posiblemente son estos últimos xenocristales de origen pegmatoide.

Dentro el grupo del gneis glandular migmatítico se analizan los megacristales primarios (del gneis glandular original) y secundarios (formados durante la fase pegmatoide de la migmatización). Estos dos tipos de megacristales tampoco se distinguen mucho entre sí.

En los dos tipos del granito del Pindo los megacristales se diferencian mucho. El tipo de biotita y muscovita tiene más ortoclasa que el de biotita sola.



línea punteada según el equilibrio del sistema granítico con una presión hidráulica de 5 kilobares (Luth y otros 1964)

Figura 3 Los diagramas Q-Ab-Or

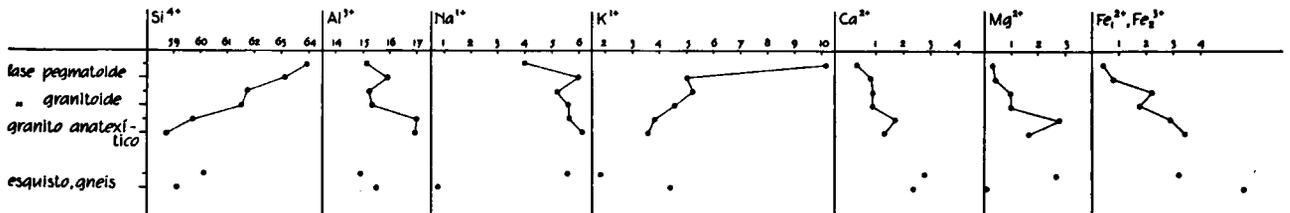


Figura 4 El diagrama de variación de los cationes de la célula de estándar calculada según Barth para las rocas migmatíticas.

TABLA 1 Composición química de los megacristales de feldespatos alcalinos

	Or	Ab	An
fase pegmatoide	75	23	2
granito anatexitico	74—79	24—19	2—1
gneis glandular	69—77	29—22	1—2
gneis glandular nebulítico	69—74	24—33	1—4
granito de la Ruña	64	32	3
granito de Finisterre	69—74	26—23	4
granito del Pindo (de biotita)	63	32	5
granito del Pindo (de biotita y moscovita)	73	25	1
pegmatita del granito de Dumbria	70—72	29—26	1—2

Generalmente se puede decir que los feldespatos alcalinos de los granitos tienen menos ortosa que aquellos del conjunto migmático y los gneises glandulares. Todavía falta un número bastante de observaciones para dar una idea exacta de la composición química exacta.

La triclinicidad de los feldespatos alcalinos

La triclinicidad determinada según el método de Mackenzie (1954), usando el doblar de las líneas $130 \wedge 130$, oscila entre los porcentajes indicados en tabla 2, para los distintos tipos.

Todos los tipos de granito tienen un feldespato alcalino de gran triclinicidad, aunque los megacristales del granito anatexitico muestran una gran variación. La media más elevada la tienen los megacristales del gneis glandular.

DISTRIBUCIÓN DEL SODIO

La distribución del sodio (albita) entre las plagioclasas (albita disuelta en anortita) y los feldespatos alcalinos (albita en ortoclasa) puede ser una indicación de la temperatura de cristalización de los feldespatos alcalinos (Barth, 1956). Aunque esta teoría fue el objeto de unas críticas más o menos severas, es ya interesante de conocer desde el punto de vista de la petrología, la composición química de los feldespatos. Por este motivo se ha calculado para los distintos tipos de rocas el cociente formado por el porcentaje de la albita en el feldespato alcalino y aquel

TABLA 2 La triclinicidad determinada según el método de MacKenzie (1954) de los megacristales de feldespato alcalino

a. fase pegmatoide	92—97 % y 78—83 %
b. granito anatexitico (megacristales)	monoclina, 79 %, 86 % y 96 %
c. gneis glandular	91—98,5 %
d. granito de la Ruña	90—93 %
e. granito de Finisterre	94—95 %
f. granito del Pindo (de biotita)	89—97 %
g. granito del Pindo (de biotita y moscovita)	94—98 %

TABLA 3 *Cocientes de distribución del sodio y las temperaturas correspondientes según Barth (1956)*

Roca	Cociente		temperatura según Barth en centígrados	
	máximal	minimal	máximal	minimal
a. fase pegmatoide	0.29—0.28		560—550	
b. granito anatectítico (megacristales)	0.31		580	
c. gneis glandular	0.35—0.27	0.32—0.23	625—550	590—510
d. gneis glandular migmático	0.33—0.29	0.31—0.29	600—560	580—560
e. granito de la Ruña	0.38	0.34	650	610
f. granito de Finisterre	0.32—0.28	0.29—0.25	590—550	560—525
g. granito del Pindo (de biotita)	0.40	0.36	670	640
h. granito del Pindo (de biotita y muscovita)	0.30	0.26	575	550

incluido en las plagioclasas. En la tabla 3 se dan los cocientes de distribución y las temperaturas correspondientes según Barth (1956). Entre paréntesis los valores calculados para la zona exterior de las plagioclasas incluidas que son más bajos, lo que es debido posiblemente por adaptación a un descenso en la temperatura.

TEXTURA

En el campo se midió la esquistosidad visible de varios tipos de roca. De regiones de las que se tiene un número bastante de observaciones se construyó las β -diagramas (figura 5).

En el gneis migmático del Monte de San Juan existe un eje subhorizontal N 30 W y un eje menos claro casi W-E. En el gneis glandular nebulítico, cerca de Salgueiros, se puede distinguir los ejes subhorizontales N 60 E y S 20 E. De un pliegue en los esquistos del valle de Vimianzo, al norte de Piñeiros, se construyó el β -diagrama. Macroscópicamente se puede observar una alineación N-S en la esquistosidad originada por un plegamiento más reciente de la esquistosidad. Por eso se ha rotado las puntas del β -diagrama por el eje N-S. Entonces se puede ver, que los máximos se encuentran en las direcciones NE/SE, NW/SE y N/S.

CONCLUSIÓN

Se ha indicado en la tabla 4 como se han formado durante la migmatización los tipos de rocas migmáticas, seguidos por los distintos tipos de granitos. Tanto en las rocas de origen sedimentario como en aquella de origen ígneo se forman las distintas fases (hidrotermaloide, pegmatoide y granitoide). Al final de la migmatización se introduce el granito anatectítico, seguido por el granito de Dumbria y los granitos de megacristales. El granito del Pindo es claramente posttectónico.

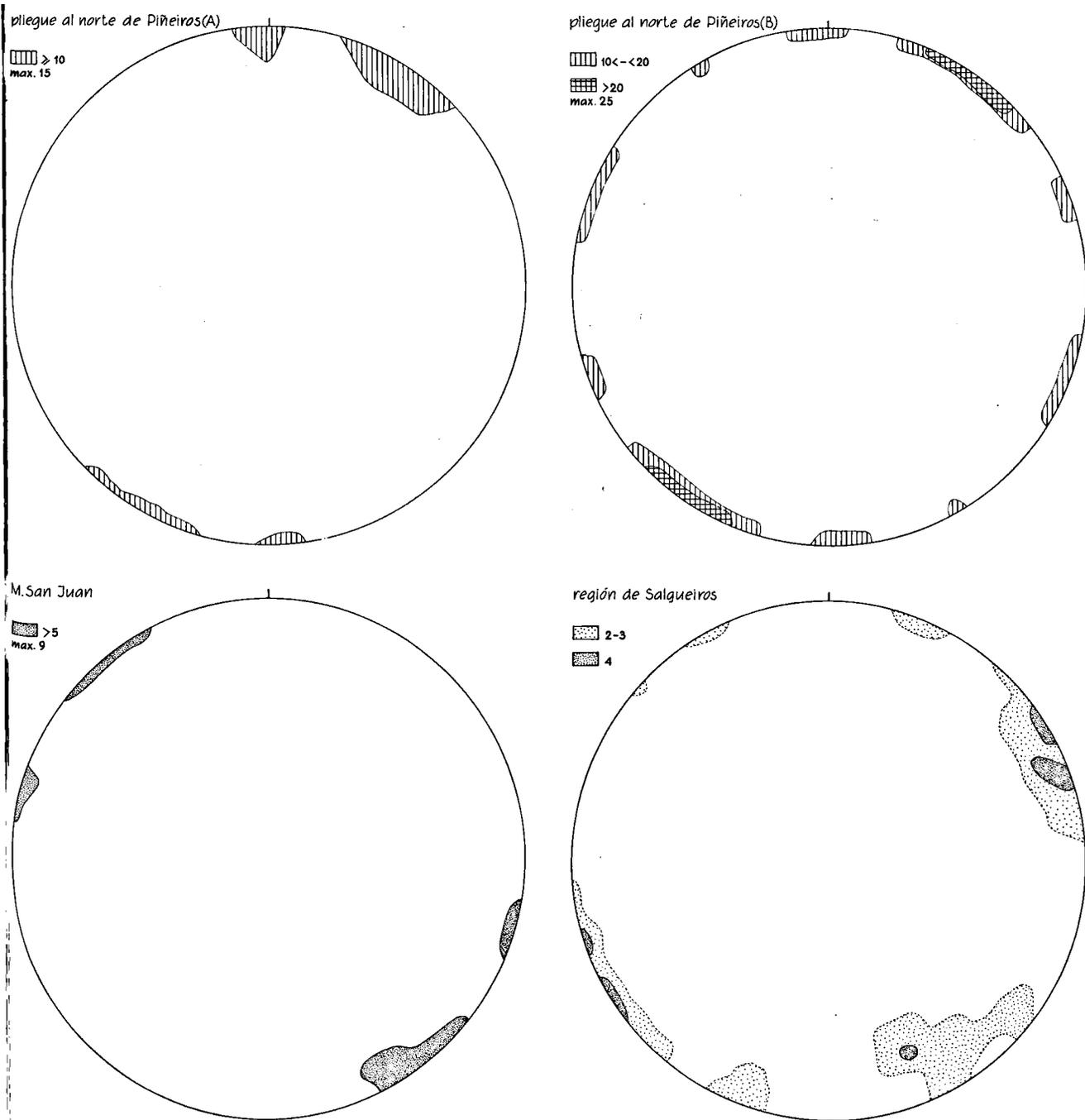


Figura 5 Los β -diagramas.

TABLA 4

		Origen ígneo	Origen sedimentario
Conjunto migmatítico	Pre	gneis glandular	esquistos y gneises
	Migmatítico	formación de fases hidrotermaloides pegmatoides granitoides	gneis migmatítico nebulitas
	Sin	gneis glandular nebulítico	granito anatexitico
Granitos	Tectónicos	granito de Dumbría granito de megacrístales (tipo de Finisterre, de la Ruña y de Mugía)	
	Post	granito de biotita (tipo del Pindo)	

SUMARIO

El extremo occidental de Galicia — por la parte de Cabo Finisterre y Cabo Toriñana — consiste de rocas premigmatíticas, sus equivalentes más o menos migmatizadas y granitos sin- o postectónicos. Las rocas premigmatíticas son, o de origen sedimentario (esquistos o gneises de biotita) o de origen ígneo (gneises glandulares). Durante la migmatización progresiva se destruye la esquistosidad original (formación de las fases hidrotermaloide, pegmatoide y granitoide). Se pueden distinguir las series a) gneis (o esquisto) de mica — gneis migmatítico — nebulita — granito anatexitico b) gneis glandular — gneis glandular nebulítico.

En los granitos se discierne el granito del tipo Dumbría (equivalente al granito de Barbanza, von Raumer 1963) y los granitos con megacrístales de feldespato alcalino: tipo de Finisterre, de la Ruña y de Mugía. También se han investigado la composición química (tabla 1), la triclinicidad (tabla 2) de los megacrístales del feldespato alcalino y el cociente de distribución del sodio (tabla 3) según Barth (1956). En las figuras 2, 3, 4 se demuestran respectivamente los diagramas Q-L-M, Q-Ab-Or y la variación de la célula de estándar según Barth (1948, 1952), todas calculadas del análisis químico de los distintos tipos de rocas.

LITERATURA

- BARTH, T. F. W., 1948. The distribution of oxygen in the lithosphere, *J. Geology* 56, pp. 41—49.
 BARTH, T. F. W., 1952. *Theoretical Petrology*, Wiley, New York and London, 387 pp.

- FRASL, G., 1954. Anzeichen schmelzflüssigen und hochtemperierten Wachstums an den groszen Kalifeldspaten einiger Porphy granite, Porphy granitgneise und Augengneise Oesterreichs. Jahrb. geol. Bundesanstalt, Wien, 97, pp. 71—132.
- GRAAFF, W. P. F. H. DE, 1962. Informe inédito, Instituto Geológico, Leiden.
- KOSTER VAN GROOS, A. F., 1962. Informe inédito, Instituto Geológico, Leiden.
- LUTH, W. C., JAHNS, R. H. and TUTTLE, O. F., 1964. The granite system at pressures of 4 to 10 kilobars. Jour. Geophys. Res. 69, pp. 759—773.
- MACKENZIE, W. S., 1954. The orthoclase-microcline inversion. Min Mag. 30, pp. 354—366.
- MEHNERT, K. R., 1957. Petrographie und Abfolge der Granitisation im Schwarzwald, II, Neues Jb. Mineral. Abh., 90, pp. 33—90.
- RAUMER, J. VON, 1963. Zur Tektonik und Genese des nordwest-Spanischen Kernkristallins bei Noya (La Coruña). Geotekt. Forsch., H. 17.