

6. UN ESQUEMA DEL ESTADO ACTUAL DE LA INVESTIGACION GEOLOGICA EN GALICIA.

Por E. den Tex.

INTRODUCCION

Durante los últimos veinticinco años, en Galicia, se ha venido desarrollando una intensa y profunda labor de investigación geológica. Los cimientos ideales de las recientes investigaciones de detalle y cartografía a gran escala, se encuentran en los trabajos de primera hora que bajo la dirección hábil y estimulante del Dr. Parga Pondal se realizaron en el Laboratorio Geológico de Lage. Grandes partes de las provincias de La Coruña y Pontevedra así como partes menores de las provincias de Lugo y Orense fueron investigadas y cartografiadas a escala 1 : 25.000 entre 1955 y 1973 por geólogos estructurales y petrólogos de la Universidad de Leiden. Hasta hoy existen en Leiden más de 80 tesinas de licenciatura y 10 tesis doctorales sobre la geología de Galicia cristalina. Ocho mapas y dos cortes, todos en escala 1 : 100.000, con sus correspondientes memorias, se publicarán entre 1977 y 1982 por el grupo de investigación de Galicia de la Universidad de Leiden. Las tesinas de licenciatura, que se encuentran en la biblioteca de la Universidad de Leiden serán traducidas al castellano en los próximos cinco años con el apoyo de la fundación «Pedro Barrié de la Maza, Conde de Fenosa». En estecha colaboración con el departamento de geofísica de nuestra Universidad y con la planta del laboratorio de geocronología de la fundación holandesa Z.W.O. en Amsterdam se investigaron formaciones geológicas y muestras de rocas y minerales procedentes de afloramientos clave para la comprensión de la estructura e historia geológica de Galicia.

Dentro del cuadro de una investigación, realizada también con apoyo de la misma fundación —un proyecto en el terreno de la biología, oceanografía y geología— sedimentólogos, paleontólogos, y geomorfólogos de la Universidad de Leiden efectuaron estudios intensivos en la Ría de Arosa y sus orillas, que se resumen en 9 tesinas de licenciatura, 4 tesis doctorales y una publicación de síntesis en la revista *Leidse Geologische Mededelingen* —tomo 37, 1966/1970—. Desde el año 1972 se activaron fuertemente los trabajos de cartografía de Galicia debido al Plan Magna del Instituto Geológico y Minero de España. A fines del año que viene se terminarán estos trabajos en Galicia a escala 1 : 50.000, a la vez que comiencen los trabajos de compilación de los mapas ya publicados en escala 1 : 200.000.

Quizás menos abundantes, pero de ninguna manera de menor importancia, son las considerables contribuciones a la geología gallega de diferentes agrupaciones científicas y científicos individuales de distintas Universidades y laboratorios de investigación de toda Europa. Para no gastar demasiado tiempo en listas enumerativas, quiero recordar sola-

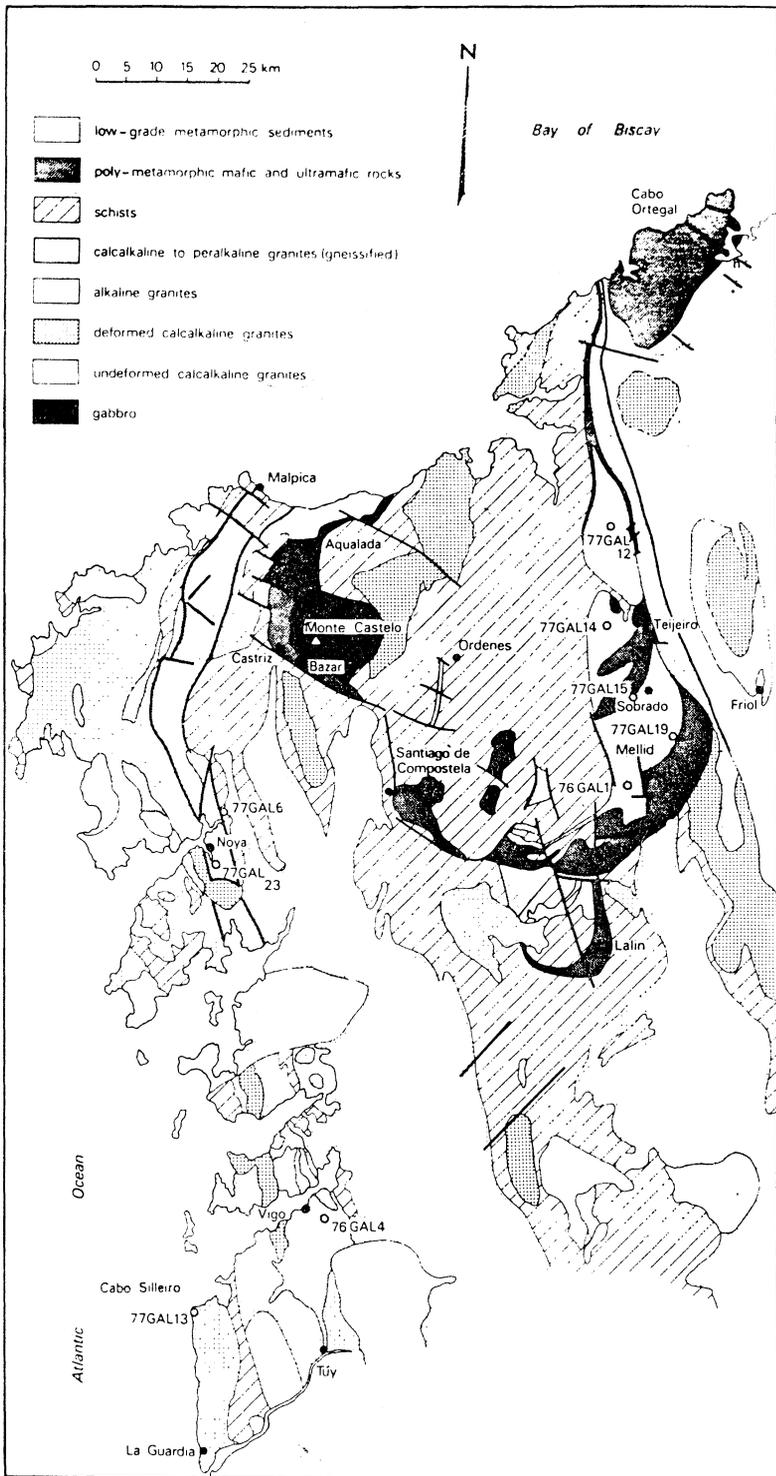


Fig. 1.—Mapa geológico simplificado de Galicia Occidental.
Según P. W. C. von Calsteren et al., 1979

mente los institutos universitarios, que con más de un investigador han contribuido poderosamente a la geología de la tierra gallega, es decir las Universidades de Barcelona, Leeds, Lisboa, Madrid, Montpellier, Münster, Oviedo y Salamanca, así como los Servicios Geológicos de Portugal. Las coincidencias y discrepancias entre las ideas de investigadores de orientaciones y procedencias tan dispares, abrieron el camino a nuevas e importantes evoluciones en las teorías sobre el basamento gallego. Un esquema de conjunto del estado actual de los conocimientos para un público no especializado podría servirse de la siguiente analogía: Galicia se asienta sobre la estribación septentrional de una cordillera imponente: el macizo Hespérico, que antiguamente circundó la parte occidental de la península Ibérica como la muralla de una fortaleza —comparable con una iglesia catedralicia— quiero pasar revista con ustedes.

Así pues, como la catedral, el macizo Hespérico presenta también una bóveda bilateral y simétrica. En esta bóveda Galicia sería la zona axial, o bien la nave central. Las rocas cristalinas de basamento forman el fundamento de la catedral en donde se encuentra la parte más vieja y misteriosa —la cripta—. Una generación más tardía edificó encima de este zócalo la nave central con las naves laterales y los transeptos. Columnas de granito y ojivas de arenisca apuntalan la bóveda, cubierta de pizarras. Pero la intemperie nunca se cansa y ataca este edificio alto. Se forman brechas en el tejado y los desplomes provocan el derrumbamiento de los muros y de las torres. Por fin se descubren de nuevo los cimientos, en tanto en cuanto estos fundamentos no se escondan bajo los escombros de la superestructura.

La infra-estructura o la cripta del Macizo Hespérico

A partir de los resultados recientemente obtenidos de investigaciones geocronológicas según el método de U-Pb, aplicado a cristales de circón, y análisis globales de rocas máficas, que serán publicados por R. P. Kuijper, sabemos ahora que los sedimentos más antiguos y rocas (sub)volcánicas de Galicia (el llamado grupo de Masanteo) probablemente tienen una edad entre 1,0 y 1,5.10⁹ años. Por lo menos una parte de estos sedimentos contiene cristales de circón procedentes de la erosión de rocas cristalinas de la corteza con una edad aproximadamente 2,5.10⁹ años. De esta parte de la corteza terrestre continental sabemos nada más, excepto que existen algunas indicaciones de la existencia de un continente con la misma edad en Bretaña y en las islas del Canal de la Mancha.

Las rocas (sub)volcánicas del grupo de Masanteo pertenecen esencialmente a basaltos tholeíticos continentales. Juntamente con los sedimentos asociados estos basaltos fueron probablemente enterrados en las partes más profundas de la corteza terrestre antes del comienzo del Paleozoico y allí se deformaron y metamorfosearon en gneises, anfibolitas y eclogitas. Más o menos por la misma época se depositaron los sedimentos tarde-proterozoicos hasta eocámbricos en las cuencas de Villalba y Ordenes y también en una franja entre Tuy y Malpica, que se llama

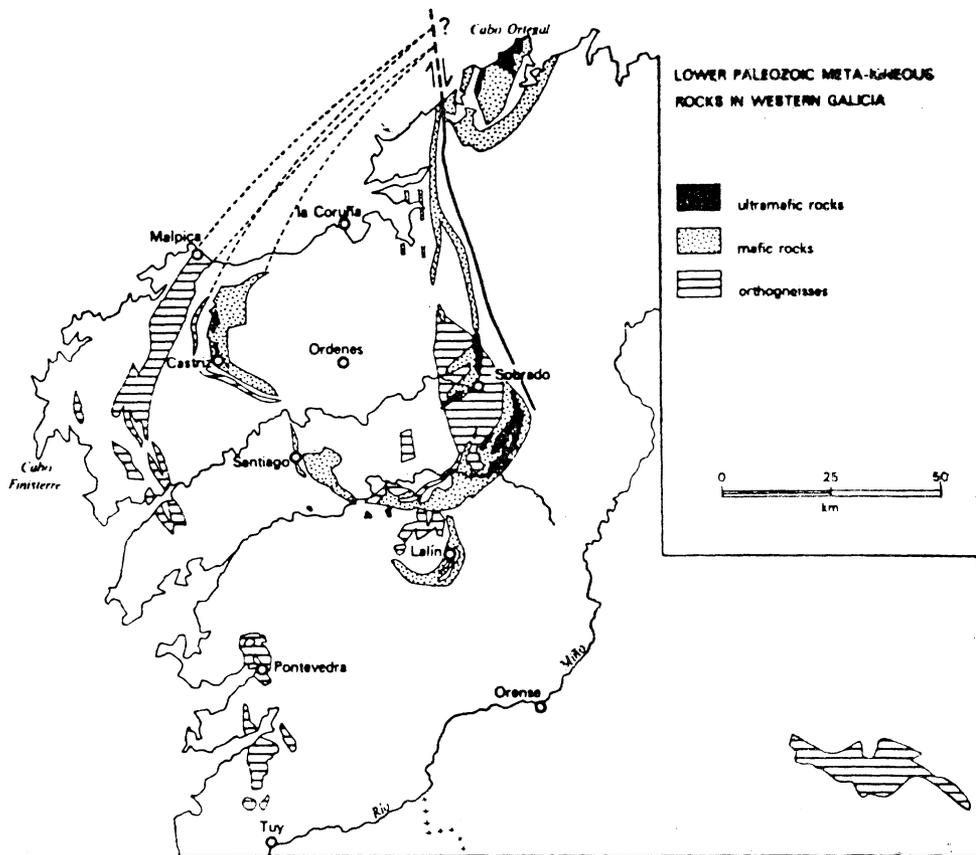


Fig. 2.—Mapa esquemático de los afloramientos de rocas graníticas correspondientes al Paleozoico inferior y de las rocas máficas y ultramáficas de edad comparable

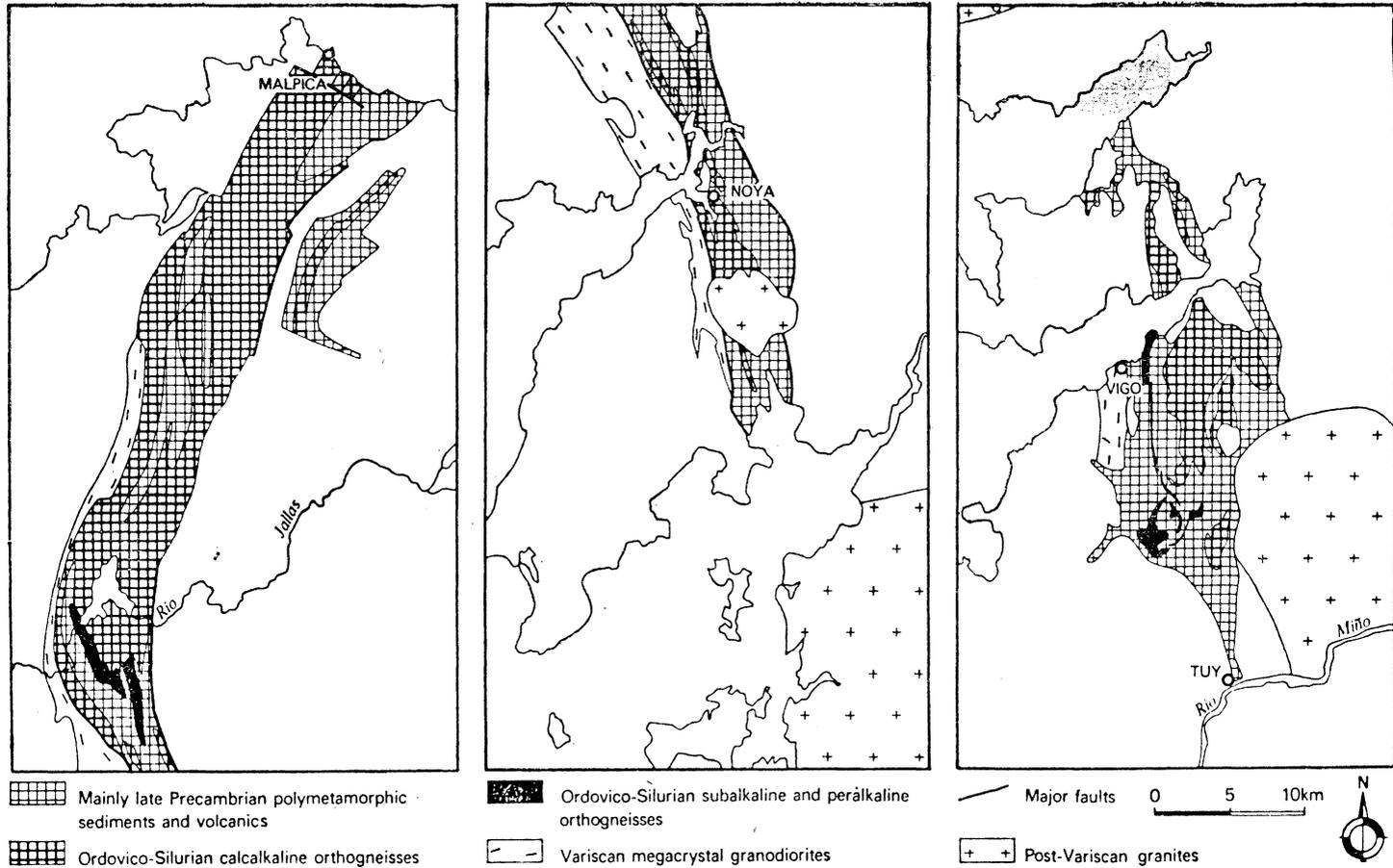


Fig. 3.—Mapa geológico de la Fosa blastomilonítica y polimetamórfica situada en la parte Oeste de Galicia entre Malpica y Tui. Se ha dividido en tres segmentos correspondiendo el de la izquierda al Norte y el de la derecha al Sur de la Fosa. No se representan los complejos Fanerozoicos

actualmente el «Graben Blastomilonítico». Quiero restringirme, en este capítulo, solamente a los fenómenos llamados «Infracorticales», que tuvieron lugar en las partes más profundas de la corteza terrestre y en el manto. P. W. C. van Calsteren ha puesto de manifiesto, ayudado de métodos geoquímicos y geocronológicos, que los sedimentos metamórficos y las rocas (sub)volcánicas del grupo de Masanteo fueron enterrados profundamente desde el comienzo del Paleozoico y en ese lugar fueron intruidos por cuerpos de peridotitas y sus productos de fusión parcial que cristalizaron en gabros, piroxenitas, hornblenditas, etc. Estos cuerpos de peridotitas se originan de una pluma —una escisión— del Manto superior. El calor, llevado por estos cuerpos del manto ascendentes, causó un metamorfismo térmico a gran escala en las rocas adyacentes de la parte inferior de la corteza terrestre continental. Gneises, anfibolitas y eclogitas se transformaron así en rocas granofélsicas con cianita, granates y clinopiroxenos, y en migmatitas. Un aporte limitado de agua que se manifestó al final de esta fase magmática y metamórfica, causó una fusión parcial en las rocas félsicas de la corteza inferior y condujo a la formación de minerales hidratados como hornblenda, biotita y (clino)zoisita. La intrusión de estos diapiros del manto en estadoseudoviscoso trajo consigo que se deformaran localmente las texturas migmatíticas y granofélsicas transformándose en blastomilonitas con estructuras muy complicadas. Además se abrieron primero todos los sistemas químicos de minerales y rocas por el intercambio de isótopos radiactivos de K, Ar, Rb, Sr —con la excepción de las eclogitas, rocas muy rígidas— y posteriormente se cerraron otra vez. El reloj radiactivo, que se puso así en marcha, indica evidentemente, que los acontecimientos eruptivos y metamórficos en cuestión se realizaron en el Paleozoico inferior (500-350 M.a.) y no en el Precámbrico como se supuso primero.

Por la misma época, en las partes más profundas de la corteza terrestre de Galicia se generan magmas graníticos en gran escala. Se podría considerar, como una de las tierras natales de estas rocas graníticas, entre otras, la comarca de Mellid. Allí existe una asociación íntima de granulitas félsicas y gneises migmatíticos con ortogneises y gneises glandulares con granate, originándose los últimos a partir de granitos, con o sin un origen porfídico, por deformaciones tarde-Paleozoicas. Estas asociaciones incluyen también gabros y rocas híbridas de granito y gabro. Las relaciones estructurales y texturales sugieren que un magma gabroide fue una de las fuentes de calor que originó la fusión granítica de los gneises y granulitas de la parte inferior de la corteza terrestre.

En otros sitios, como en el «Graben blastomilonítico» y en la unidad de Lalín, se encuentran equivalentes de estos ortogneises y gneises glandulares más homogéneos y con menos granates. En estas regiones se pueden distinguir gneises graníticos de tipo alcalino que contienen filones anfibolíticos plegados y gneises peralcalinos con riebeckita y egrina sin estos fenómenos. Ambos tipos ascendieron hasta un nivel bastante alto de la corteza terrestre, lo que explicaría un enfriamiento relativamente rápido y la existencia de rocas corneanas en sedimentos de bajo metamorfismo. La edad isócrona de Rb-Sr de todos estos granitos está entre

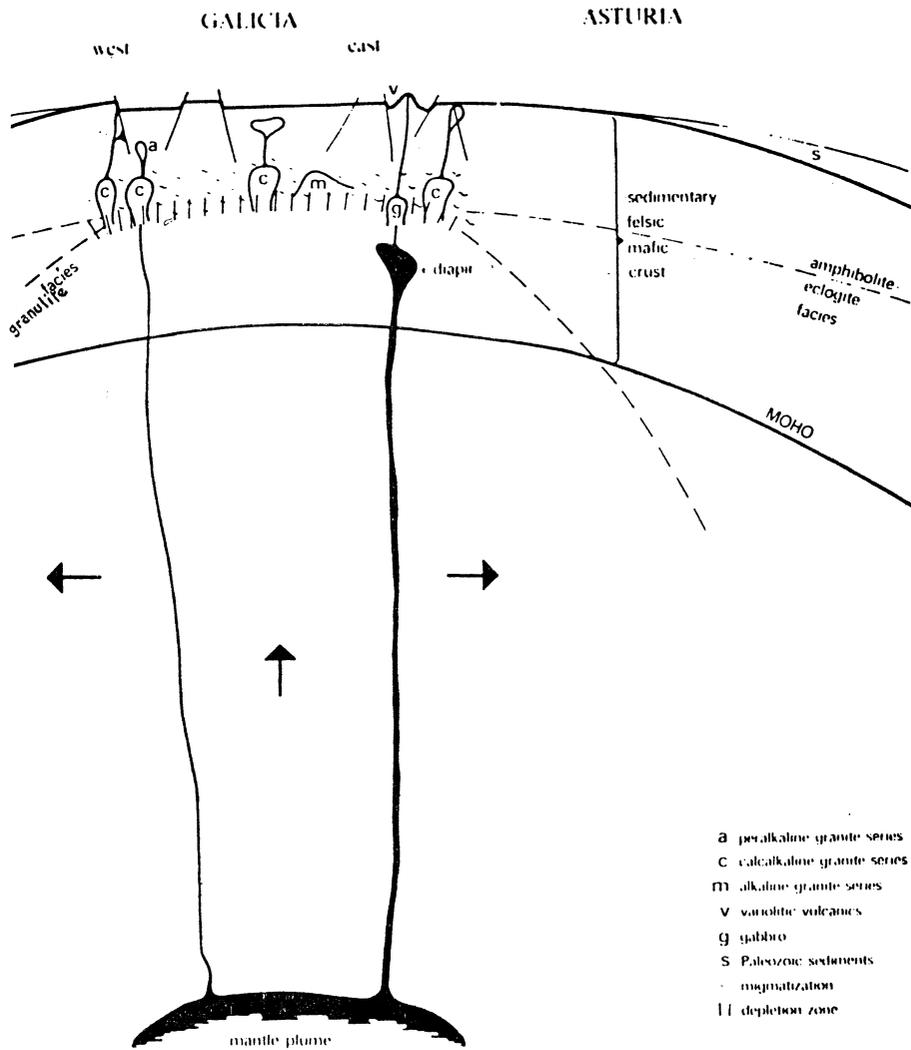


Fig. 4.—Esquema representativo del modelo de pluma de manto propuesto por P. W. C. von Calsteren

400 y 480 Ma. Los cuerpos graníticos más profundos se enfriaron evidentemente más despacio, por eso sus sistemas de intercambio se cerraron más tarde que los sistemas de sus congéneres que penetraron hasta niveles más altos con una solidificación entre 460 y 480 Ma. Según nuestro modelo las granulitas serían productos de desgranitización de la corteza inferior gallega. Esta opinión fue confirmada recientemente por S. A. Drury (en prensa) que demuestra que las granulitas de alta presión de Cabo Ortegal se encuentran muy empobrecidas en elementos químicos granitófilos, comparadas con los meteoritos condriticos, como Ba, Sr, Rb, Th y los elementos del Grupo de las Tierras Raras.

El recalentamiento prolongado de la corteza terrestre indicado por la variación en fechas de cierre para el intercambio de isótopos de estas rocas y minerales, tiene que originarse en la parte superior del manto terrestre. El modelo de «pluma de manto» de P. W. C. van Calsteren consistente en la ascensión acelerada por descompresión adiabática de material del manto —dos veces fraccionado y fundido progresivamente, primero en un magma de composición lherzólítica y luego en un magma gabroide— explica elegantemente el transporte de calor necesario para el metamorfismo, en más de una fase, y la formación de las rocas graníticas. La investigación gravimétrica de los complejos que tienen su origen en la parte inferior de la corteza y del manto —complejos como Cabo Ortegal, Mellid, Sobrado y Santiago— puso de manifiesto anomalías de Bouguer positivas hasta 38 m Gal, que admiten diferentes interpretaciones tectónicas, pero que demuestran evidentemente que se encuentran rocas relativamente muy pesadas (sea manto, sea corteza inferior, o ambos) asociadas a profundidades entre 2 y 11 km. con material más ligero de la corteza superior.

Si se trata de complejos autóctonos, de diapiros del manto dentro de la corteza inferior continental, o de relictos alóctonos de mantos de corrimiento plegados dentro de la corteza está por establecer definitivamente, aunque no está claro, dónde se situarían las raíces de dichos mantos en relación con el Macizo Hespérico.

Antes de completarse el levantamiento provisional y la denudación del macizo Hespérico comenzadas en el Paleozoico antiguo, subsiguieron en el Paleozoico tardío intrusiones de nuevas generaciones de granitoides acompañadas de un metamorfismo plurifacial y de deformaciones en más de una fase, parcialmente compresivas. Las tesis doctorales de Capdevila, Corretge y Gil Ibarguchi, así como los trabajos de Floor, Kisch, Oen Ing Soen y Ypma condujeron a una bipartición de estas rocas granitoides en granitos de biotita calco-alcalinios y granitos de dos micas sub-alcalinios. El tipo primero (calco-alcalinio) es pobre en agua y probablemente de un origen muy profundo, procedente del fundido de rocas relativamente secas pertenecientes a la corteza inferior.

Se puede distinguir una generación intercinemática de macizos, la mayoría de ellos larguiruchos, foliados, y asociados con más rocas básicas —de una generación postcinemática, que existe de «macizos circuncritos» sin estructura ninguna. El otro tipo (subalcalino) es generalmente más abundante y de un origen menos profundo. Este último muestra una cierta preferencia a situarse en la zona axial sensu stricto, pertenece

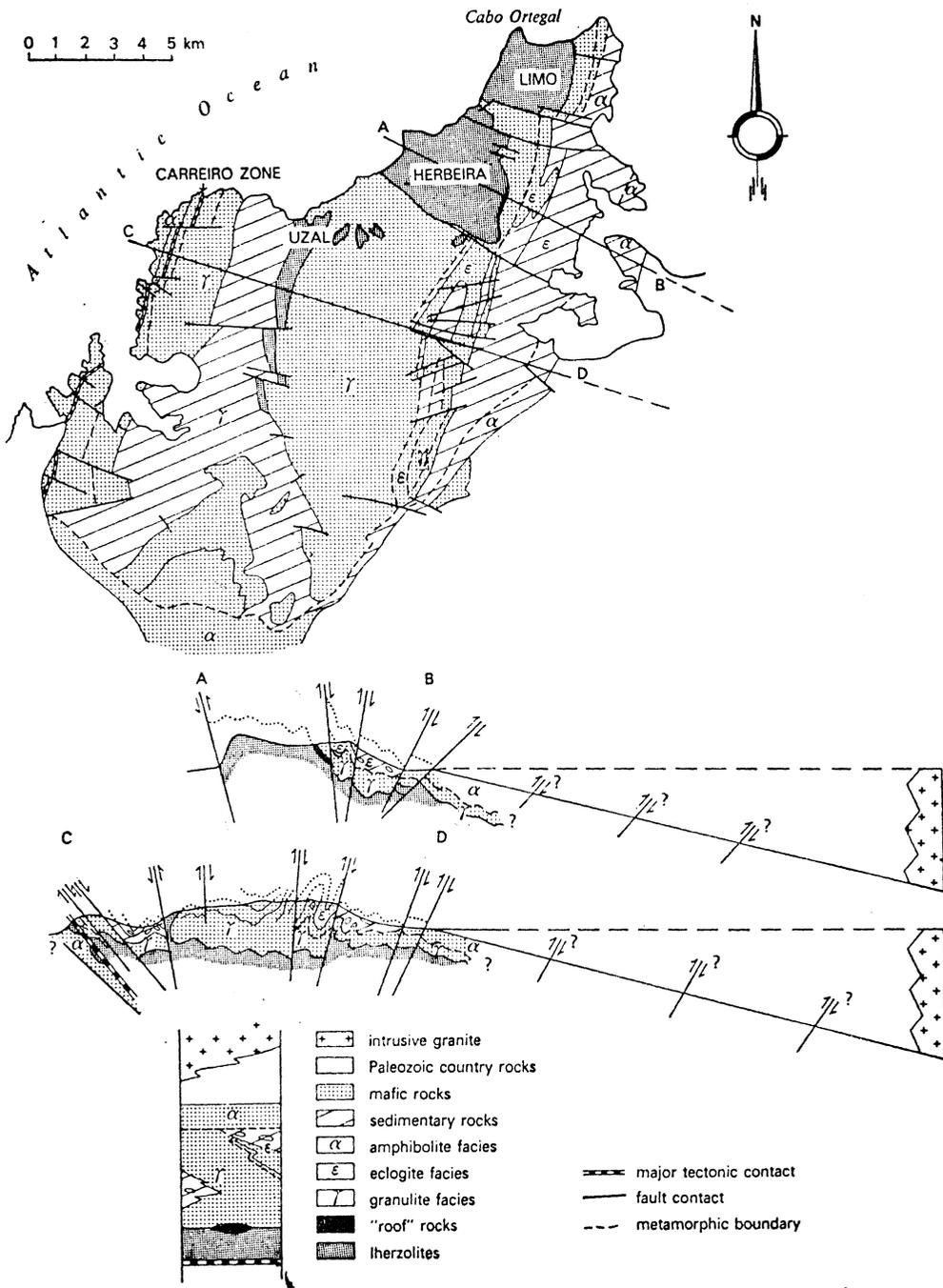


Fig. 5.—Mapa geológico esquemático y corte transversal de la zona de Cabo Ortegal (escala vertical exagerada 2.5 veces)

preponderantemente a la generación intercinemática y se originó en general in situ o si se desplazó no llegó muy lejos de su sitio de origen o tiene muchas veces un carácter migmatítico. Estos cuerpos graníticos se encuentran generalmente en el núcleo del domo regional de estructuras metamórficas de alto grado, de un tipo, que se caracteriza por gradientes geotérmicos elevados. Antes de su formación las rocas preexistentes se deforman dando lugar a pliegues esencialmente tumbados con vergencias divergentes respecto al eje orogénico. Durante y después de la granitización se forman pliegues con planos axiales de orientación subvertical y compresión en la dirección axial. Las tesis doctorales de Capdevila y Matte forman la base de nuestro conocimiento de los fenómenos que se llaman habitualmente el metamorfismo y la tectónica Variscica o Hercínica de Galicia. A la luz de la historia tarde-Precámbrica hasta antiguo-Paleozoica del macizo Hespérico, como se admite ahora, hemos de admitir una serie ininterrumpida de eventos térmicos y dinámicos, que han seguido actuando desde el manto superior hasta la corteza superior. El régimen tectónico cambió además gradualmente de una tensión elástica a una de compresión, mientras que el régimen térmico lo hizo de estrictamente conductivo en la corteza inferior por adiciones advectivos fuertes a otra vez conductivos en la corteza superior. El intervalo de tiempo entre el metamorfismo de alta presión del Paleozoico antiguo y el metamorfismo de baja presión del Paleozoico tardío podría estar cimentado en la inercia con que calor aportado advectivamente se difunde conductivamente en las rocas de caja, tanto en la corteza inferior como en la superior.

La Superestructura o la Nave Central

Las inconstancias de la historia geológica dejaron huella en la infra- y superestructura del macizo Hespérico, de tal manera que no es muy fácil trazar en todo momento límites tajantes entre una y otra.

Así se puede reconocer claramente, para el grupo de Masanteo de gneises migmatíticos bandeados y eclogitas, que pertenecen a la infraestructura **actual**, un origen en la superestructura superficial **anterior** de la corteza gallega. Pero generalmente la superestructura actual presenta más evidencias de un origen de carácter sedimentario y volcánico que la infraestructura.

El trabajo de los geólogos de Münster, Montpellier, Oviedo, Leiden, Salamanca y Lisboa trajo consigo el que nosotros dispongamos actualmente de una lito-estratigrafía bastante utilizable del Precámbrico superior y del Paleozoico inferior de Galicia junto con algunos puntos de referencia paleontológicos y geocronológicos establecidos isotópicamente.

El Precámbrico tardío en Galicia presenta dos facies. La primera está compuesta de un depósito terrestre vulcanodetrítico —localmente conocido como «Olla de Sapo»— que forma una zona de afloramientos un poco al nordeste de la línea axial y que representa los productos de la denudación de un «cratón» granítico, mezclado con vulcanitas felsicas.

La otra mitad, que aflora cerca de Villalba, alrededor de Ordenes y

Lalín y entre Malpica y Tuy, está representada por una serie de turbiditas, compuestas por secuencias de rocas arcillosas y areniscas, sedimentadas en cuencas marinas de poca profundidad y juntamente con cantidades subordinadas de rocas calco-silicatadas, pedernales negros y rocas volcánicas tanto máficas como félsicas.

La situación paleogeográfica indica la existencia de un cratón abovedado con configuraciones en «horsts» y fosas, que pasan a cuencas marinas amplias, circundadas por crestas continentales y atravesadas por fallas escarpadas y con fisuras por donde pudo subir y derramarse un magma tanto básico como ácido. Durante el Cámbrico la zona axial se halla sobre el nivel del mar, pero ciertamente, en la zona nor-oriental se situó al principio una plataforma continental, sobre la cual se depositaron las cuarcitas de Candana y las calizas de Vegadeo. A mediados del Cámbrico superior se desarrollan tanto en el noroeste (serie de los Cabos) como en el suroeste (complejo esquisto-grauvaquico del noroeste de Portugal) brazos de mar de poca profundidad pero bajándose rápidamente, en donde se depositaron sedimentos tipo Flysch, compuestos por secuencias de arcilla, arenisca y grauvacke con rocas calcosilicatadas subordinadas, dolomitas, filones y capas intrusivas de composición predominantemente alcalino-olivino-basáltica a la par que tholeítica.

Después de un hiato variable en la deposición, que se corresponde con el episodio de emplazamiento y enfriamiento de los diapiros de Lherzolita en la corteza inferior de la zona axial, en el Ordovícico inferior, se produce una transgresión marina por el Este, Sur y Oeste con deposición de una formación cuarcítica parcialmente conglomerática de tipo Armoricano. En el Ordovícico intermedio subsiguió el desarrollo de cuencas marinas cerradas en donde se sedimentaron arcillas negras y azuladas con niveles ricos en hierro, como cerca de Luarca. A finales del Ordovícico se sedimentaron de nuevo depósitos arenosos de tipo Flysch con intercalaciones de vulcanitas máficas hasta intermedias en sinclinales locales (como cerca de Agueiro), mientras que más al este (Cabo Peñas, Vidrias), pero también en el Suroeste (San Pedro y Vimioso), se encuentran calizas de facies arrecifales, pedernales y tuffo felsicos que indican condiciones relativamente estables cerca de un margen continental. Un hiato estratigráfico muy importante separa el Ordovícico del Silurico. En esta época penetraron en la corteza inferior y superior de Galicia occidental magmas gabroides y granitos calco-alcalinos y peralcalinos. Estas intrusiones se encuentran concentradas en fosas (fosa blastomilonítica Malpica-Tuy) y hendiduras más profundas (zona periférica del «basin» de Ordenes), que indica una fase de levantamiento en relevo del «Cratón» antiguo en la zona axial.

La sedimentación en el Silúrico empezó cerca de San Vitero con características de facies terrestre a litoral con conglomerados parcialmente poligenéticos, comprendiendo cantos metamórficos y deformados del Ordovícico y otras deformaciones anteriores como cuarcitas, esquistos arcillosos con plantas y vulcanitas félsicas. Después se desarrollaron otra vez cuencas de mar cerradas con deposición de esquistos arcillosos negros y azulados conteniendo graptolites (Formigoso), entre los cuales se encuentran hierros oolíticos y areniscas, así como lalitas y lentes de

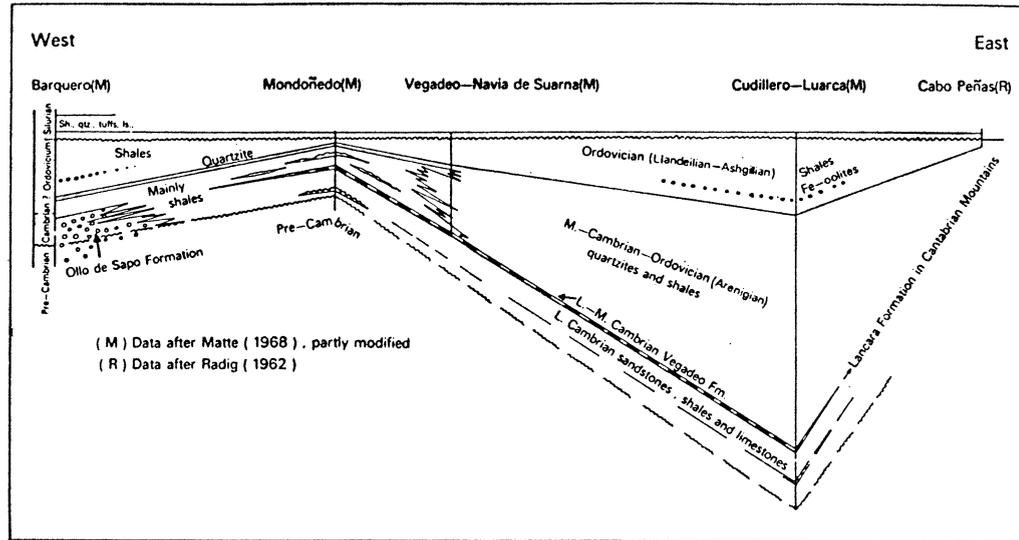


Fig. 6.—Corte estratigráfico de los niveles del Paleozoico inferior situados entre el Cabo Peñas y el anticlinal del Barquero, cerca del Complejo de Cabo Ortegal. Datos tomados de Radig (1962) y Matte (1968) con modificaciones

Table 1: Correlation of geological phenomena in western Galicia (after Den Tex, 1980).

	Infracrustal rock complexes		Upper Palaeozoic migmatites, granitic and metamorphic rocks	Lower Palaeozoic rock sequences	
	catazonal	mesozonal		supracrustal rocks	dismembered meta- ophiolites
M₄ ca 290	F ₅ : chevron folding and thrusting, greenschist facies	normal faulting granite intrusions	granite intrusions		
M₃ ca 310	amfibolite facies, F ₄ : N-S isoclinal folding, vertical axial plane	development of foliation in granites, wrench faulting, granite emplacement	L- IP metamorphism, deformation, granite emplacement, migmatization	anchi- to low- grade metamorphism	dolerite dykes, Devonian to Carboniferous carbonates and greywackes, melange formation
M₂	350 hornblende granulite facies, F ₂ : E-W, F ₃ : N-S horizontal axial plane, blastomylonitization, gneissification intrusion of mafic plugs	blastomylonitization, gneissification, intrusion peralkaline granites, intrusion mafic dikes		Silurian to Devonian sedimentation of carbonates pelites and quartzites with bimodal volcanics	gabbro stocks, serpentinites, Silurian to Devonian sedimentation of carbonates, pelites and quartzites with bimodal volcanics
M₁	400 granite emplacement (protolith of ortho- and augengneisses)	gabbros, hybridization, granite emplacement (protolith of ortho- and augengneisses)			
M₁	500 granulite facies, F ₁ : N-S, horizontal axial plane > 600 mantle-plume activity starts		Cambrian to Ordovician sedimentation of arenaceous to pelitic rocks, with bimodal volcanics	Cambrian to Ordovician sedimentation of arenaceous to pelitic rocks with bimodal volcanics	
M₀	prograde eclogitization (B type), F ₀ burial	eclogitization (C type) burial			
	> 1000 emplacement of mafic rocks, sedimentation of (semi) pelites, < 1500 greywackes, sandstones, carbonates, cherts etc	emplacement mafic rocks, sedimentation of (semi) pelites, greywackes, sandstones, carbonates, cherts etc			
ca. 2500	erosion, granitic basement ?				

caliza de crinoides. Cerca de los complejos catazonales del basamento cristalino, los esquistos arcillosos tienen colores violáceos y verdosos (la llamada facies transmontana del Nordeste de Portugal), que indican que las rocas (ultra) máficas con hierro de estos complejos, ya habían subido por entonces al nivel del fondo del mar desde la corteza inferior.

Por fin, a partir del Silúrico superior y durante el Devónico inferior, se formaron en los alrededores sinclinales con pendientes muy pronunciadas y de dimensiones reducidas en los cuales se depositaron mezclas de arcillas arenosas, esquistos arcillosos negros, pedernales, fragmentos de caliza de crinoides, rocas volcánicas básicas e intermedias, serpentinitas y rocas retrógradas de los complejos adyacentes del basamento cristalino. Esta formación, conocida con el nombre del Grupo de Moeche, es la única en el Paleozoico de Galicia, que se aproxima a la facies de un talud continental y que indica por sus componentes ofiolíticos el comienzo de la formación de una corteza y manto oceánico, ya sea en pequeña escala, en los alrededores de los complejos ultramáficos catazonales que penetraron mucho antes en la corteza continental.

La superestructura del Precámbrico superior y del Paleozoico inferior nos muestra una historia casi continua de sedimentación epicontinental y de vulcanismo bimodal, solamente interrumpida por movimientos tafrogénicos, que se parecen mucho a una zona de «rifting» fracasada, formándose una pequeña separación que posibilitó la formación de un fondo oceánico.

La demolición de la Obra Hespérica

Aunque yo personalmente no trabajé en la esfera de la geología post-Paleozoica de Galicia, querría intentar describir para ustedes, en líneas generales, los sucesos más notables de la época en la cual el orógeno Hespérico se levantó, se descompuso y se demolió.

Casi no se encuentran en Galicia, sedimentos más jóvenes que el Devónico y más antiguos que el Terciario, mientras que en las zonas al Oeste y al Sur estos sedimentos están ampliamente representados. Sin embargo el levantamiento más importante de la zona axial probablemente no se efectuó antes del Pérmico, porque sólo en el intervalo Pérmico-Triásico llegaron al Cantábrico sedimentos de tipo molasa, principalmente compuestos de areniscas rojizas, conglomerados y vulcanitas félsicas, parcialmente como productos de denudación de la cordillera central. En la costa occidental de Portugal se encuentran sedimentos marinos Jurásicos y Cretácicos, que continúan submarina lo largo de la plataforma continental de Galicia. Se depositaron en compartimentos hundidos del margen continental Ibérico durante la primera fase de apertura del Océano Atlántico central, que se efectuó en dirección equatorial por dilatación de la Pangea.

Existe la posibilidad de que las mismas fuerzas de tensión, que llevaron a la apertura de este océano, actuaran ya desde el Carbonífero superior sobre el bloque Ibérico. Dos sistemas diagonales de movimientos laterales-horizontales afectaron en efecto a casi toda la estructura

del Norte del macizo Hespérico —uno con dirección más o menos Noroeste/Sureste y rotación dextral, otro más o menos con dirección Nordeste/Suroeste y rotación sinistral—. La falla más importante, que pertenece a aquel sistema, es la falla de Vizcaya, que representa probablemente la continuación submarina de la falla del Norte de los Pirineos y posiblemente se continuó hasta el estrecho de Davis en Labrador. Mattauer supone que a lo largo de esta falla el bloque Ibero-Corso-Sardico incluso antes del Pérmico se movió unos 400 km. en dirección occidental con respecto al resto de Europa. Sus colegas más jóvenes de Montpellier —Arthaud y Matte— dejaron desarrollarse este movimiento en dirección occidental por algunas etapas: la primera de unos 150 km. se efectuaría en el Carbonífero superior y la última de unos 200 km. en el Eoceno.

En el Cretácico se abrió el golfo de Vizcaya por una rotación sinistral de dirección E.-W. de su eje, en torno a un polo en alguna parte de los Pirineos, o por un movimiento hacia el Este del bloque Ibérico por 350 kilómetros a lo largo de la falla curvada Vizcaya-Pirineos. Una combinación de ambos movimientos parece más probable según el modelo de deformación cretácica de los Pirineos. Esta dilatación meridional se apoya en la existencia de las series de diapiros ultramáficos (los Lherzolitos de los Pirineos) con direcciones E.-W., por las rocas ígneas de composición basáltica y nefelino-sienítica y por anomalías positivas de gravitación. Se pueden seguir las dos últimas anomalías por el país Vasco a lo largo del borde externo de la plataforma Noroeste continental española (banco Le Danois, Promontorio Ortegá). La actuación del segundo mecanismo en el Cretácico de los Pirineos se demuestra por la existencia de movimientos sinistral según la falla del Pirineo Norte.

La apertura del Golfo de Vizcaya se abrogó parcialmente en el Eoceno. Esto pudo deberse a una «colisión» del bloque Ibérico con Europa y con la litosfera oceánica de Vizcaya o a un movimiento renovado hacia el Oeste a lo largo de la falla de Vizcaya de unos 200 km. La deformación compresiva, que sufrió toda la cordillera Pirenaica en el Eoceno y la formación de un sinclinal con flancos escarpados y con una anomalía negativa de gravitación a lo largo de la plataforma Noroeste continental española, abona la hipótesis de la «colisión», pero la falta de andesitas del Eoceno parece indicar lo contrario.

Galicia se levantó en la primera mitad del Terciario, probablemente en dos etapas. Existió un clima de sabana con sedimentación de arenas y de arcillas con atapulgita. Cuando el interior de Galicia se levantó de nuevo con la formación de un relieve en forma de escalera con fosas de dirección N.-S., se sedimentaron los lignitos y arcillas ricas en caolinita del Mioceno, encima de éstos. El clima tomó, entonces un carácter más tropical.

En el Plioceno, con un clima más templado, se efectuó otra vez un levantamiento, pero estos movimientos verticales ocurrieron tan gradualmente que los ríos vertientes hacia el Suroeste encajados en los compartimientos elevados, pudieron mantener sus cauces. Se formaron así durante las posiciones muy bajas del nivel del mar en los períodos glaciares del Pleistoceno, las desembocaduras fluviales profundamente escotadas de la costa Occidental, separadas por crestas de montaña rela-

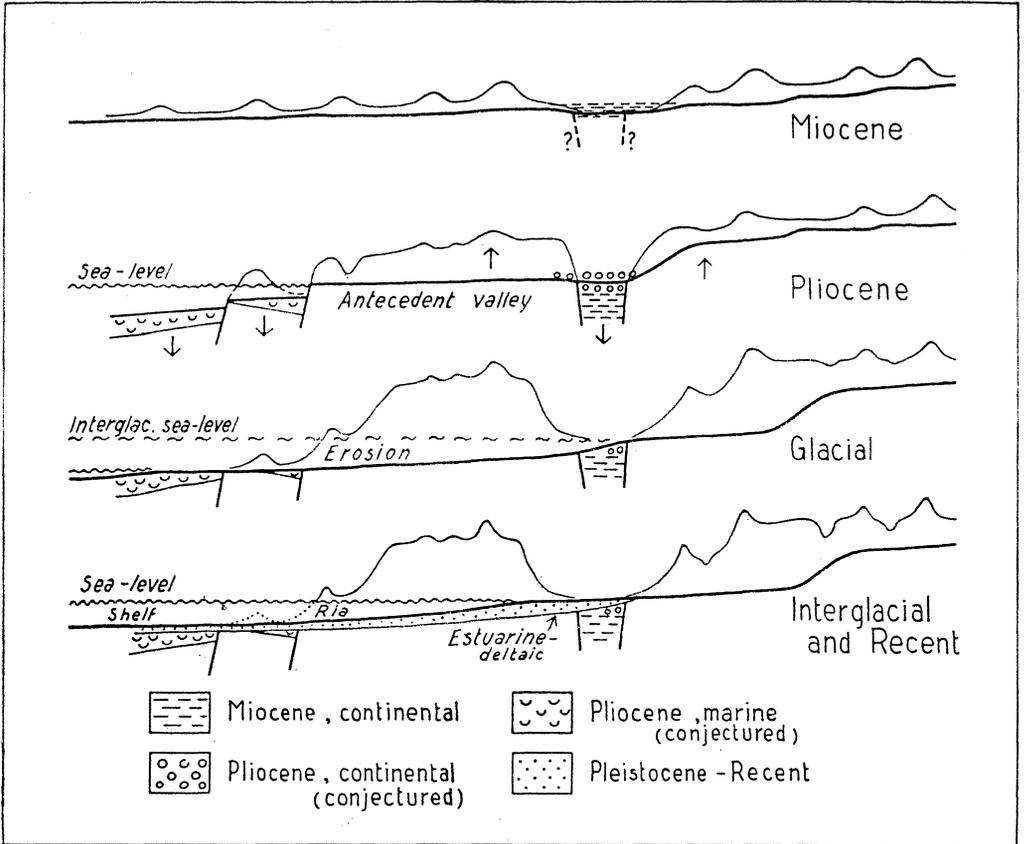


Fig. 7.—Desarrollo hipotético de las Rías Baixas Gallegas (según Pannekoek, 1966)

tivamente altas, como la de la península de Barbanza. Recientemente, en el Holoceno, cuando el nivel del mar subió definitivamente, se hundieron estos valles y se crearon las rías tan características de Galicia.

Cuando llegamos al fin de esta breve sinopsis de la historia geológica de vuestra tierra, tan hospitalaria y de la cual me siento hijo adoptivo, supongo que vosotros habéis comprendido mi aproximación, quizá bastante subjetiva, al tema elegido y espero que Galicia, por los siglos de los siglos, pueda permanecer como el dorado del geólogo y de su sed inapagable de ciencia y de Ribeiro.

Noviembre 1979