

ORIGEN Y EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DE LAS RÍAS ATLÁNTICAS DE GALICIA

J.L. Pagés Valcarlos

Dpto. de Ciencias de la Navegación y de la Tierra, Facultad de Ciencias, Universidad de A Coruña, 15071 A Coruña, España, (pages@udc.es).

Resumen: En el presente trabajo se pasa revista a los factores litoestructurales que condicionan el diseño de las rías atlánticas de Galicia y a la configuración geomorfológica del relieve en su entorno. Se establece una hipótesis sobre su origen, remontándolo a la red fluvial finimesozoica contemporánea a la apertura del océano Atlántico y se propone un esquema de evolución cenozoica basado en las acción erosiva de la red fluvial, la adaptación a los sistemas de fracturas y los procesos de capturas fluviales. Se concluye que las rías responden a valles fluviales, con episodios de ocupación marina cuaternaria, labrados a lo largo del Cenozoico como respuesta a diversos descensos relativos del nivel de base provocados fundamentalmente por el levantamiento del zócalo durante la colisión alpina y por oscilaciones glacioeustáticas, descartándose el protagonismo en su formación de los procesos de hundimiento y movimientos de bloques de ámbito local.

Palabras clave: Rías, red fluvial, capturas fluviales, Galicia, España.

Abstract: The irregular morphology of the north-western coast of Spain is characterised by the feature called «rías», flooded valleys whose origin has usually been interpreted as tectonic. This paper shows, however, that the «rías» are a result of marine flooding of polycyclic valleys, carved along the whole Cenozoic as a response to several base level drops. To elaborate the hypothesis, the paper analyses first the lithological and structural factors that conditioned the morphological configuration of the «rías» and the surrounding relief. Secondly, the importance of both the erosive fluvial action and the fluvial captures and the role of the adaptation of the fluvial system to the fractures network are analysed, as well as the importance of the basement lifting along the Alpine collision. The glacioeustatic fluctuations are also taken into account. Finally, an evolutive scheme through the Cenozoic is proposed.

Key words: Rías, fluvial network, fluvial captures, Galicia, Spain.

Pagés Valcarlos, J.L. (2000): Origen y evolución geomorfológica de las rías atlánticas de Galicia. *Rev. Soc. Geol. España*, 13 (3-4): 393-403

El rasgo más singular del litoral atlántico de Galicia es la morfología de amplios valles denominados rías, en las desembocaduras de la mayoría de los sistemas fluviales. La primera reflexión geomorfológica documentada sobre las rías se hace a finales del siglo XIX, con la aparición del trabajo de Von Richthofen en 1886. Este autor propone el término de «ría» para designar una costa transversal, que interfiere con un relieve preexistente de origen fluvial.

Hasta mediados del siglo XX se publicaron diversos trabajos sobre las rías por autores anglosajones, alemanes y españoles en los que se da un diferente peso a los factores tectónicos, eustáticos y litológicos en las diversas interpretaciones expuestas sobre el proceso de construcción y origen de las rías. Esta etapa culmina con el trabajo de Carlé (1949), en el que el autor descarta los procesos simples de hundimiento, y señala la presencia de dos hechos contrapuestos que es preciso compaginar: la inmersión de las desembocaduras fluviales y el levantamiento epirogénico del país. Resalta también la presencia de estructuras longitudinales N-S, como la denominada Depresión Meridiana, que interpreta como fosas.

Torre Enciso (1954, 1958) propone como origen de las rías el alzamiento continental diferencial, distinguiendo en Galicia tres bloques litorales, septentrional, central y suroccidental, señala el importante papel jugado por la tectónica de fracturación frágil que genera zonas de debilidad seguida por el drenaje, y reconoce que la ocupación marina actual de las rías es debida a una oscilación eustática en la que el mar ha invadido un valle fluvial, no siendo el anegamiento actual debido a un hundimiento reciente.

Paralelamente a los estudios de las rías, se desarrollaron otras investigaciones sobre diversos rasgos geomorfológicos de Galicia. Birot y Solé (1954), abordan el problema de las superficies de aplanamiento, denominando «Superficie Fundamental» a los extensos aplanamientos

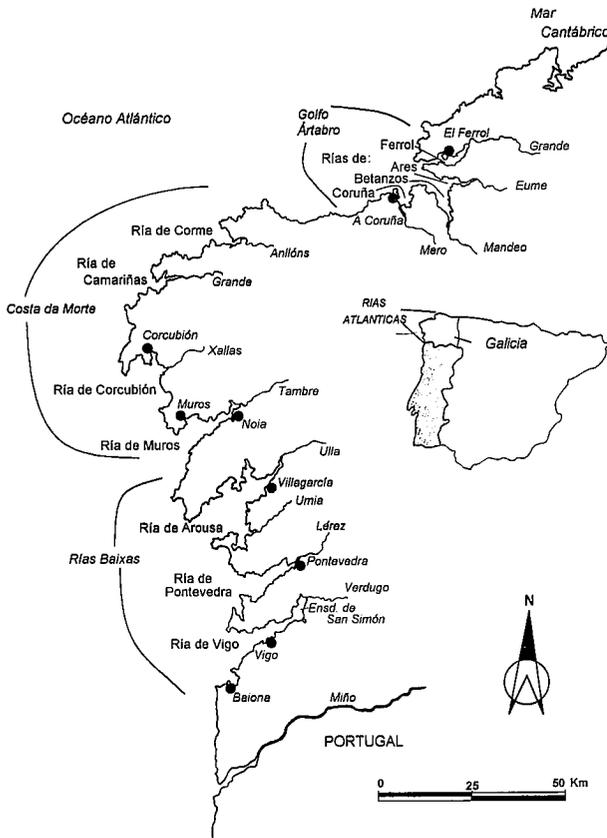


Figura 1.- Esquema de situación de las Rías Atlánticas de Galicia.

presentes en el sector occidental de Galicia, por debajo del nivel de las sierras, y Superficie de Chantada a uno de los restos de mayor extensión de esta superficie.

La década de los años 60 está marcada por dos importantes investigadores, Nonn (1966) y Pannekoek, (1966 a; b). El primero de ellos, Nonn (1966), lleva a cabo un amplio trabajo geomorfológico en el que se destaca la importancia de la tectónica neógena y los movimientos de bloques en la interpretación tanto del relieve como del origen de las rías. Pannekoek, (1966 a y b), centra sus investigaciones en el entorno de la Ría de Arousa, e interpreta las fosas del oeste de Galicia (Depresión Meridiana), como *rift valleys* que subsiden durante el Plioceno. Esta idea es modificada por el autor con posterioridad a la publicación de los trabajos de Nonn y así, en Pannekoek (1970), se abandona el término *rift valley* para definir la Depresión Meridiana, considerándose la como una zona de falla compleja, se destaca el papel de los procesos erosivos fluviales a lo largo de líneas de falla en detrimento de la creación de relieve por movimientos tectónicos y se acepta una importante pervivencia de los paisajes en el tiempo. Estas observaciones enfocan las tendencias actuales de interpretación de la evolución del relieve.

A partir de los años 70 predominan las líneas de investigación oceanográfica sobre el margen y la plataforma continental, que habían sido ya objeto de atención desde los años 60 en los que se publicaron trabajos sobre batimetría y configuración geológica, como el de

Dupeuble y Lamboy (1969). En las décadas de los años 70 y 80, diversos equipos de investigadores, mayoritariamente franceses, como los que integraron el Grupo Galicia, realizaron numerosas campañas de investigación sísmica, sondeos, inmersiones, etc.

Este cambio de enfoque contribuye a que el problema de las rías no vuelva a ser tratado desde un punto de vista genético y evolutivo salvo en trabajos de recopilación bibliográfica (Vidal Romaní, 1983) o en trabajos de carácter oceanográfico sobre la plataforma y las rías, como los de Herránz y Acosta (1984), Rey y Díaz del Río (1985, 1987), Rey (1990), Pazos *et al.* (1995) etc... centrados mayoritariamente en el Holoceno.

En el momento actual, tal y como señalan Zazo y Goy (1994), la mayor parte de los autores consideran la tectónica terciaria como la principal causa del origen de las rías. En el presente trabajo, basado en trabajos fotogeológicos y cartografía geomorfológica, se interpreta la evolución de los paisajes del entorno de las rías atlánticas como una sucesión ordenada de superficies de corrosión química, y se plantea que el origen y evolución de dichas rías es un proceso fundamentalmente erosivo asociado a la dinámica de la red fluvial a lo largo del Cenozoico en respuesta a descensos relativos del nivel de base, y en el que juega un importante papel la adaptación de la red fluvial a la red de fracturación tardihercínica.

Marco litoestructural

Las rías de Galicia han sido ordenadas y clasificadas tradicionalmente según muy diversos criterios (Zazo y Goy, 1994; Díez González, 1996, 1998). De manera general, el diseño de la planta que presenta el litoral de las rías atlánticas viene condicionado por la red de fracturación tardihercínica, la dirección noroeste de las estructuras hercínicas y las diferentes litologías. En el presente trabajo se opta por ordenarlas en función de las características de estos condicionantes agrupándolas en tres sectores (Fig. 1): a)- Rías Baixas (Vigo, Pontevedra y Arousa) b)- Costa da Morte (Muros, Corcubión, Camariñas y Corme) c)- Golfo Ártabro (Coruña, Betanzos, Ares, y Ferrol).

La red de fracturación

Está constituida fundamentalmente por la fracturación tardihercínica frágil que incluye fracturas de desgarre dexas y senestras y es común a todo el zócalo hercínico del Macizo Hespérico (Parga, 1969). La evolución morfológica cenozoica va a guiarse, en gran medida, por estas líneas de fractura, originando sobre ellas adaptaciones y encajamientos de la red fluvial. Los principales sistemas de desgarre (Fig. 2A) son los de dirección NNE-SSO, los de dirección NE-SO (Rías Baixas) y por último los orientados NNO-SSE y NO-SE (Ría de Corme y Golfo Ártabro). Sólo casos concretos de estas fracturas tiene actuaciones importantes en época alpina, como ocurre con las fracturas de As Pontes, Meirama y Carballo, de dirección NO-SE.

Hay que señalar otro sistema de fracturas en relevo, de dirección N-S, acompañado de una intensa arenización, cuya evacuación da origen a un corredor de depresiones por vaciado erosivo (Pannekoek 1970, Pagés Valcarlos, 1996), conocido como «Depresión Meridiana». Su dirección coincide, en general, con la de los esfuerzos principales, tanto tardihercínicos como alpinos, por lo que es factible atribuir dichas fracturas a los esfuerzos de tensión tardihercínicos y considerar la posibilidad de que se haya producido algún tipo de rejugue alpino.

La componente litológica

El sector atlántico de Galicia es una área de predominio de las rocas graníticas y metamórficas, en la que se pueden diferenciar los siguientes Dominios y Complejos (Bastida *et al.*, 1984; González Lodeiro *et al.*, 1984; Abril Húrtado *et al.*, 1985) (Fig. 2B):

A) *Dominio migmatítico y de las rocas graníticas*: El dominio es fundamentalmente granítico, presentando tanto abundantes zonas de granitoides inhomogéneos fácilmente meteorizables (Bellido *et al.*, 1987), como importantes alineaciones de resistentes granitoides de dos micas que forman la fachada litoral en la Costa da Morte y entre Baiona y la desembocadura del Miño.

B) *Complejo Malpica-Tui*: Formado por series polimetamórficas, incluyendo diversos tipos de micaequistos, paraneises y ortoneises. En general, estos materiales van a comportarse como fácilmente meteorizables excepto algunas facies resistentes de ortoneises poco significativas.

C) *Complejo de Órdenes*: Dentro del Complejo de Órdenes se han diferenciado varios conjuntos litológicos (Díez García, 1990). En este caso, solo interesa destacar un conjunto de metasedimentos, conocidos como Esquistos de Órdenes, que forman una serie que incluye esquistos micáceos, esquistos con porfidoblastos de albita, metareniscas, etc. Se localizan en el interior de las rías del Golfo Artabro y su fácil meteorización provoca un contraste de relieve con los granitos que los flanquean.

Tanto sobre el Dominio migmatítico como sobre los dos complejos citados, las estructuras hercínicas manifiestan un giro que corresponde al sector más occidental de la Rodilla Astúrica. Las direcciones NNE-SSO presentes en el entorno del Golfo Artabro, giran a N-S en la ría de Vigo, características de marisma (Río Léz, en Pontevedra) o ambientes fluviales limítrofes.

Por último, es importante resaltar la existencia de algunos macizos graníticos singularmente resistentes, por su papel morfológico en el sector litoral, entre ellos, los macizos graníticos sincinemáticos de Espenuca y A Silva - Ferrol y los macizos de granitos biotíticos postcinemáticos de Traba, O Pindo y Caldas de Reis (Bellido *et al.*, 1987) (Fig. 2B).

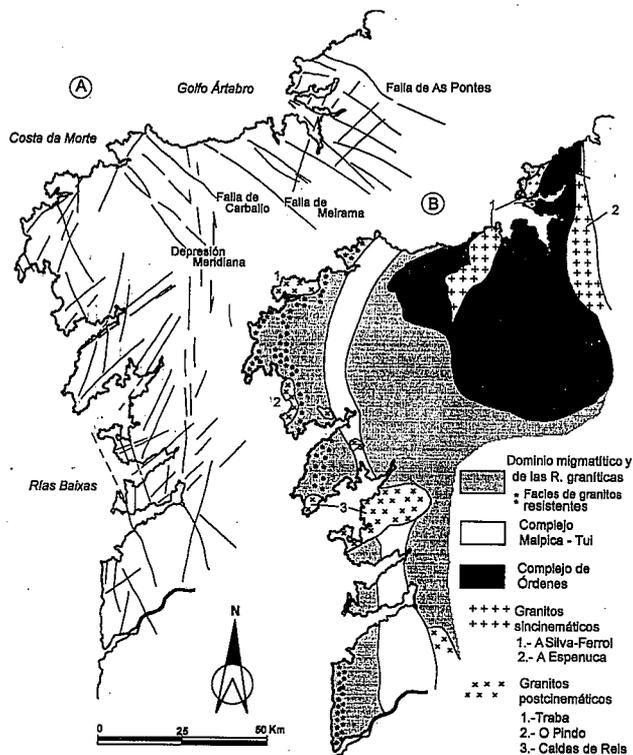


Figura 2.- Esquemas litoestructurales de Galicia occidental. A) Red de fracturación B) Esquema litológico.

Morfoestructura de las rías

Rías Baixas

De forma general, las Rías Baixas están labradas a favor de conjuntos de fracturas NE-SO (Rías de Vigo y Pontevedra) y NNE-SSO (Ría de Arousa) a lo largo de las cuales los ríos se han encajado y han labrado sus valles proporcionando la dimensión mayor de las rías. Los ensanchamientos laterales que forman diversas ensenadas suelen estar controlados, bien por fracturas de otros sistemas NO-SE o N-S, o por intersecciones de fracturas y/o condicionantes litológicos.

Una característica común en las Rías Baixas es un ensanchamiento en su extremidad oriental o próximo a ella, desarrollado en la intersección de las fracturas NE-SO con el corredor de fractura N-S (Depresión Meridiana). Dicho ensanchamiento da lugar a la aparición al fondo de las rías, de zonas deprimidas por vaciado erosivo que, dependiendo de la intensidad del mismo, pueden presentar ocupación marina, como es el caso de la Ensenada de San Simón en Pontevedra) o ambientes fluviales limítrofes.

Las Rías Baixas se abren casi perpendiculares a las estructuras hercínicas, permitiendo que se manifiesten las diferentes resistencias de la litología a la meteorización; el resultado es la aparición de zonas de ensanchamientos sobre rocas débiles y promontorios sobre rocas resistentes. En la Ría de Vigo, la ya citada ensenada de San Simón se labra sobre granitoides inhomogéneos y metasedimentos del Complejo Malpica Tui mientras que sectores angostos de la misma ría respon-

den a la presencia de una alineación de granitos resistentes en ambas márgenes.

La Ría de Arousa, se encuentra labrada en su mayoría sobre granito de Caldas de Reis y granitos inhomogéneos muy arenizados que ha facilitado al río Ulla la excavación de esta ancha ría, interpretada por Nonn (1966) como una cubeta de sobreexcavación terciaria.

Las rías de la Costa da Morte

En este sector cambia el protagonismo de los sistemas de fracturas sobre las que se labran las rías. Paulatinamente va desapareciendo el predominio de las fracturas NE-SO para ser sustituidas por fracturas NO-SE, sistema en el que se incluyen dos de los más importantes accidentes alpinos de Galicia, las fallas de As Pontes y de Meirama.

En la Costa da Morte sólo hay dos rías de grandes dimensiones, Muros y Corcubión, ya que las de Camariñas y Corme son pequeñas rías, la primera labrada sobre granitos inhomogéneos afectados por zonas de intersección de fracturas, y la segunda a lo largo de la traza de una importante fractura NO-SE.

La Ría de Muros ha sido tradicionalmente puesta como ejemplo de ría de hundimiento (Nonn, 1966), pero la estructura geológica de su entorno no indica la existencia a lo largo de ella de ninguna fractura con un desplazamiento apreciable, responsable de levantamientos o hundimientos de bloques que pudieran justificar la interpretación de la ría como un *graben*. Presenta una forma compleja compuesta por un sector exterior triangular al fondo del cual hay un ensanchamiento alargado en dirección perpendicular a la ría, producto de la intersección de bandas de meta-sedimentos y neises del Complejo Malpica Tui y dos corredores de fractura de direcciones NNE - SSO y NE-SO, a lo largo del este último se labra la ría y circula el río Tambre (Pagés Valcarlos, 1996).

La Ría de Corcubión constituye la ría del Xallas, presenta una forma un tanto peculiar respecto a las otras rías, una ensenada abierta hacia el sur, que responde a las características litoestructurales del territorio. El trazado articulado del litoral es una consecuencia de la intersección de diversos sistemas de fracturas de direcciones NNE-SSO, NE-SO y NNO-SSE, mientras que el diseño de la planta de la ría está controlado por el factor litológico. Así, la desembocadura del Xallas (Fervenza de Ézaro) se encuentra sobre el macizo granítico de O Pindo (granito biotítico de extraordinaria resistencia a la meteorización mecánica) que ha actuado, y actúa, estrangulando la expansión lateral del río, evitando la apertura de un valle amplio por lo que no se configura el tradicional diseño alargado que caracteriza a las rías (Pagés Valcarlos, 1996).

El Golfo Ártabro

En el diseño de las rías que integran el Golfo Ártabro, el factor litológico es determinante ya que se encuentra labrado prácticamente sobre dos litologías, marcándose muy bien los contrastes (Fig. 2B). En síntesis, hay un fren-

te litoral formado por granitos sincinemáticos resistentes (macizo de La Silva - Ferrol) que cierra el Golfo Ártabro, dando lugar a los relieves de la península de A Coruña y los de la embocadura de las rías de Ares y Ferrol. Detrás de este granito, las rías se desarrollan sobre los esquistos de Órdenes, fácilmente meteorizables, que favorecen zonas de ensanchamiento al conjugarse con diversos sistemas de fracturas. Los fondos de las rías de Ares y Ferrol se extienden hacia el este, hasta alcanzar el granito del macizo de A Espenuca.

De esta manera, el diseño de las rías ártabras resulta de la combinación de una importante extensión de afloramientos de micaesquistos con un sistema de fracturas paralelas de dirección NO-SE, comprendidas entre las fracturas de As Pontes y Meirama. El reflejo de estas direcciones es patente en la orientación de diversos tramos del litoral de las penínsulas interiores y en la dirección en que se abre el acceso al conjunto formado por las rías de Betanzos y Ares (Fig. 2A). Hay fracturas secundarias de dirección NNE-SSO que permiten el desarrollo de frentes litorales y ensenadas en esa dirección. Conviene resaltar que sobre las dos grandes fracturas alpinas de As Pontes y Meirama, que enmarcan el Golfo Ártabro, no se desarrolla ninguna red fluvial de importancia.

Configuración geomorfológica

Las unidades geomorfológicas del relieve de Galicia occidental

Las Rías atlánticas son los sistemas de desembocadura de la red de drenaje de Galicia Occidental, territorio comprendido entre el océano Atlántico y las Sierras Centrales de Galicia, o Dorsal Gallega, conjunto de relieves de orden menor que actúan de divisoria de aguas entre el Miño y el resto de los ríos atlánticos.

La configuración geomorfológica de Galicia Occidental analizada por Pagés Valcarlos (1996) y Pagés Valcarlos y Vidal Romaní (1998), presenta un relieve escalonado, constituido por restos ordenados de superficies de aplanamiento, sin indicios claros de basculamientos. Aunque la presencia de diversos tipos de dislocaciones alpinas, características del cuadrante suroccidental de Galicia, ha sido citada tradicionalmente en esta zona (Martín-Serrano, 1994 b) su existencia ha sido puesta últimamente en tela de juicio (Martín-Serrano com. pers.). En el entorno de las rías, el conjunto de superficies mantiene su ordenación escalonada, pudiéndose sintetizar según la siguiente secuencia vertical (Fig. 3):

- *Superficie Fundamental de Galicia*: Superficie policíclica mesozoico-paleógena formada por dos grupos de niveles. El grupo superior, desarrollado a partir de la cota de 600 m, está constituido por relieves residuales y retazos de superficies, cuyo nivel basal recibe el nombre de Superficie de Chantada (Biro y Solé, 1954). El grupo inferior es una amplia plataforma escalonada que alcanza gran extensión entre los 400-500 m de altitud, sobre la que se asientan los relieves residuales del conjunto superior. Los

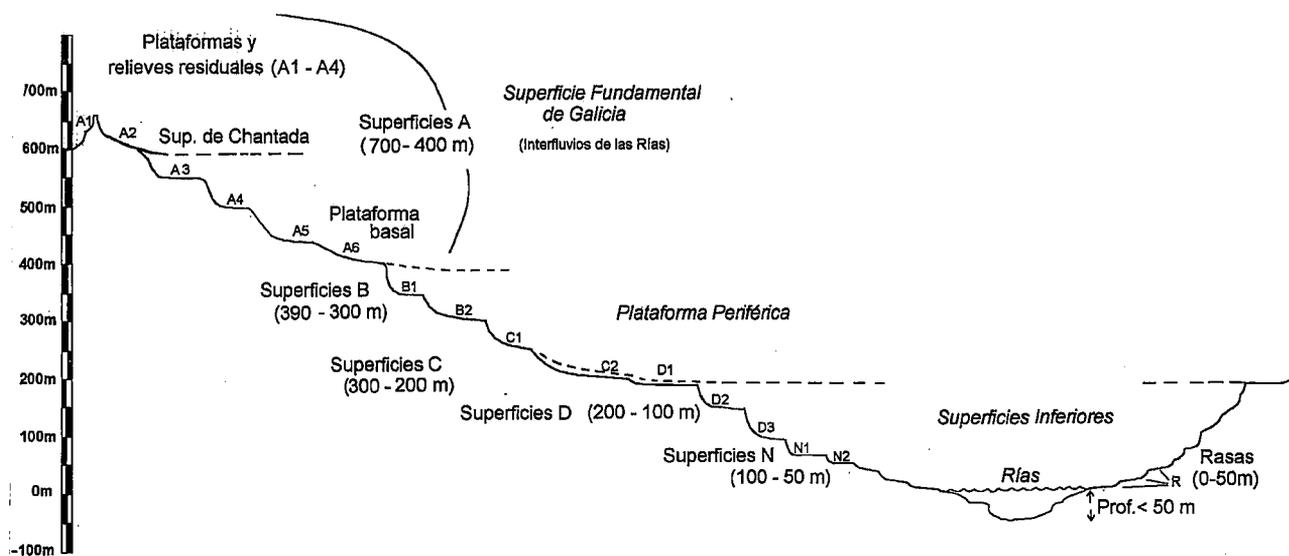


Figura 3.- Esquema de la disposición de las superficies de aplanamiento en el entorno de las Rías Atlánticas (modificado de Pagés *et al.*, 1988).

diferentes niveles de superficies que integran los anteriores grupos y que constituyen en conjunto la Superficie Fundamental de Galicia han sido denominadas respectivamente A0 - A6 (Pagés Valcarlos y Vidal Romaní, 1998).

- *Plataforma Periférica*: En el entorno de los relieves de la Superficie Fundamental de Galicia y por debajo de los 400 m de cota, se localiza una sucesión de niveles de aplanamiento cuya coalescencia va generando la construcción de una Plataforma Periférica cuya máxima extensión se alcanza en el entorno de la cota de los 200 m. En esta plataforma se integran diversos niveles de aplanamiento B, C y D₁, testigos de diferentes situaciones paleogeográficas. A esta plataforma se le ha atribuido tradicionalmente una edad miocena (Nonn, 1966; Pannekoek, 1970) y a ella aludía Nonn, con el término «palier tortoniense». La plataforma parece truncar los depósitos oligocenos y miocenos (Maldonado, 1977) de la Cuenca de Meirama y los albergados en cuencas menores de la falla de Carballo, lo que corroboraría dicha estimación (Pagés Valcarlos, 1996).

- *Superficies Inferiores*: Por debajo de la Plataforma Periférica se desarrollan diversos replanos hasta alcanzar cotas próximas al nivel del mar. En general, son niveles asociados a la red fluvial actual (entre los 180 y los 50 m, Superficies D₂, D₃ y N_{1,2}) a los que se les ha prestado muy poca atención en trabajos geomorfológicos previos. Finalizan en replanos litorales desarrollados entre los 50 m y el nivel del mar, que corresponden a las denominadas tradicionalmente «rasas» sobre las que no se reconocen depósitos de origen marino, salvo en cotas muy próximas al nivel actual del mar (Alonso y Pagés, 2000).

Características geomorfológicas de las Rías

Las anteriores unidades geomorfológicas que forman el relieve se encuentran presentes en el entorno de todas las rías atlánticas de Galicia, ocupando mayor o

menor extensión como se desprende de la cartografía geomorfológica realizada, sintetizada en la Fig. 4.

Los restos de la Superficie Fundamental de Galicia se presentan formando los interfluvios de las rías en la Costa da Morte y las Rías Baixas (Meseta de Santa Comba, Sierras de Barbanza, Castrove, Domaio y Galiñeiro). En el Golfo Ártabro, la Superficie Fundamental de Galicia se mantiene como un importante anfiteatro que enmarca el golfo desde el suroeste (Sierras de Montemaio y Xalo) hasta la Sierra de Forgoselo al este.

La Plataforma Periférica debió alcanzar un importante desarrollo a finales del Mioceno, ya que sus restos son muy abundantes en el relieve, aunque se conservan con una desigual extensión por la acción erosiva posterior (Fig. 4). En el Golfo Ártabro, los retazos de Plataforma Periférica son abundantes y amplios; se conservan adosados a los relieves de la Superficie Fundamental de Galicia pero también forman relieves exentos en la entrada de las Rías de Ares y Ferrol, preservados sobre el granito de A Silva. En la Costa da Morte, los restos de esta plataforma constituyen los relieves que actúan de interfluvios entre la Rías de Corme y Camariñas. La Ría de Corcubión se enmarca en restos de esta plataforma, destacando el relieve del cabo Fisterra y en la Ría de Muros se reconocen sus retazos en ambas márgenes y al fondo de la misma, como relieves residuales o como diversos contrafuertes.

En el ámbito de las Rías Baixas, los restos de la Plataforma Periférica adquieren gran desarrollo, como ya señaló Pannekoek (1970). Se encuentran adosados a los relieves de diversas sierras y relieves residuales de la Superficie Fundamental de Galicia, Xabre, Castrove y Domaio. En la Sierra del Galiñeiro las fuertes pendientes no han permitido la conservación de restos significativos de la Plataforma Periférica y estos son sólo más abundantes al sur de la ciudad de Vigo.

Las Superficies Inferiores, situadas por debajo de los 180 m de cota, al estar asociadas directamente con la red fluvial actual, alcanzan su mayor desarrollo en la parte

externa de las penínsulas que separan las rías, y se van constriñendo y estrechando aguas arriba en los valles.

En las Rías Baixas, las Superficies Inferiores se encuentran bien desarrolladas a favor de la importante arenización de los granitos, conservándose también en las superficies que culminan las diversas islas. En la Costa da Morte, lo abrupto del territorio no facilita el buen desarrollo de estas superficies que sólo alcanzan algo de entidad en la ría de Camariñas. Sin embargo, en el Golfo Ártabro, las penínsulas interiores son un excelente ejemplo de los diferentes niveles de estas superficies.

Origen y evolución de las rías

El margen y la plataforma continental

Dado el carácter litoral de las rías, es de interés revisar al estado actual de los conocimientos sobre el margen y la plataforma continental, previamente a la discusión sobre su origen y evolución. El margen occidental de Galicia está constituido por una estrecha plataforma cuya anchura oscila entre 20 y 30 km, con una cobertera sedimentaria reducida, a continuación de la cual se extiende una fosa alargada norte-sur, Fosa Valle Inclán, de anchura variable, en torno a los 150 km, limitada al oeste por una alineación de mesetas que dan lugar a una barrera discontinua entre la cuenca interior y la llanura abisal (Rey y Díaz del Río, 1987; Uchupi, 1988; Rey, 1990).

La génesis y evolución del margen continental atlántico - ibérico se encuentra íntimamente ligada a la ruptura del continente Pangea y la consiguiente apertura y desarrollo del océano Atlántico. El margen continental evolucionó como un margen estable a partir de una divergencia litosférica que comienza con un proceso de *rifting* durante el Triásico-Jurásico inferior y culmina con la apertura del Golfo de Vizcaya en el Aptiense inferior (Uchupi, 1988; Rey, 1990). Desde el final del Cretácico hasta el Mioceno se produce la aproximación y colisión de Iberia, Africa y Europa. Durante el Neógeno, continúa la convergencia entre las placas africanas y euroasiática, pero el orógeno pirenaico no puede ya absorber los esfuerzos y la deformación alpina se propaga hacia el sur, generalizándose en toda la Placa Ibérica (Santanach, 1994).

En el margen occidental de Galicia, los procesos de *rifting* mesozoicos son los causantes de un estiramiento de la litosfera que dio lugar, entre otros fenómenos, a un adelgazamiento de la corteza continental (Boillot y Malod, 1988). Debido a ello, la estructura de la plataforma occidental de Galicia responde a una secuencia de accidentes N-S que separan bloques basculados por fallas lístricas profundas.

Desde el punto de vista litoestratigráfico la plataforma continental presenta, según Rey (1990), las siguientes unidades y características: 1) Zócalo hercínico, 2) Serie cretácica adosada al zócalo hercínico, 3) Serie terciaria reposando discordante sobre la serie cretácica y el zócalo hercínico y 4) Cobertera superficial postecocena.

Los afloramientos del zócalo hercínico se extienden bajo la superficie del mar configurando un cinturón rocoso casi continuo que contornea toda la franja costera hasta una profundidad de 60 - 100 m, a partir de esa profundidad, el zócalo se sumerge bajo la capa de sedimentos cretácicos y terciarios. Los materiales terciarios forman una serie transgresiva subhorizontal cuya parte superior se presenta como superficies de erosión y no deposición, sin que parezca existir ninguna deformación importante que afecte la serie terciaria. El recubrimiento cuaternario está formado por un tapiz superficial de arenas y fangos casi continuo sobre la plataforma continental, con sectores en que los espesores son prácticamente nulos o centimétricos. Dentro de las rías sólo existen zócalo hercínico y depósitos poco potentes de secuencias fluviales pleistocenas y fluvio-estuarinas holocenas (Rey, 1990).

Génesis y desarrollo de las rías

La génesis y desarrollo posterior de las rías atlánticas de Galicia están unidos a dos eventos geotectónicos que son la apertura del océano Atlántico y la colisión alpina.

- *La apertura oceánica*: Galicia se situaba a finales del Mesozoico sobre una extremidad del Macizo Hespérico en cuyos márgenes occidental y septentrional se estaba produciendo ya la apertura de áreas oceánicas, mientras que su margen oriental era afectado por una transgresión que dio lugar a mares epicontinentales entre el Cenomaniense y el Santoniense (Alonso *et al.*, 1993).

Los pocos datos existentes sobre las condiciones paleoambientales y paleogeográficas durante esa época parecen indicar que, al igual que el resto del Macizo Hespérico, Galicia estaba sometida a una época de biotasia con fuerte desarrollo edáfico, labrándose una penillanura de corrosión química (Uchupi, 1988; Martín - Serrano, 1994 a; 1999).

Aunque un esbozo paleogeográfico de Galicia a fines del Mesozoico resulta muy hipotético, es factible suponer, en líneas generales, que la red fluvial debía estar organizada con divisorias de aguas apoyadas en los relieves residuales de la penillanura cuya distribución reflejaría la disposición norteada del Arco Hercínico. Al mismo tiempo, una porción de la red habría de verter aguas hacia los nuevos niveles de base occidentales creados en el océano Atlántico, cortando transversalmente las estructuras hercínicas, posiblemente a lo largo de la traza de fracturas frágiles tardihercínicas (Pagés Valcarlos 1966). El paisaje formado por la red fluvial atlántica finicretácica constituiría el primitivo diseño del actual paisaje de las rías.

Durante el Paleógeno inferior dicho diseño se acentuaría, formándose los amplios valles que hoy se observan sobre la Superficie Fundamental de Galicia, actuando ya como interfluvios entre las rías, las plataformas y los relieves residuales de la Superficie de Chantada (Fig. 5). De ser así, las redes fluviales de las Rías

Baixas y el Golfo Ártabro se encontrarían ya prefiguradas en ese momento. Posiblemente, la acentuación de los niveles de base atlánticos dotó a estas redes de energía suficiente para adaptar la dirección principal de su drenaje a la traza de los diversos sistemas de fracturas, aunque conservando algunos tramos concordantes con las direcciones hercínicas, como aún sucede hoy en día.

- *La colisión alpina*: A finales del Cretácico se produce un cambio en el movimiento relativo entre Eurasia y África, comenzando un régimen compresivo en la Placa Ibérica que dio lugar al Orógeno Pirenaico. En el Noroeste de la Península, la colisión alpina alcanza su mayor intensidad a finales del Paleógeno, extendiéndose hasta el Mioceno inferior y tiene como resultado, entre otros fenómenos (cabalgamientos, fallas de desgarre, etc...), el provocar un levantamiento del zócalo (Pulgar y Alonso, 1993; Santanach, 1994; Huerta *et al.*, 1996, 1999).

A partir de la colisión alpina, la evolución de las rías hay que enmarcarla en el contexto de levantamiento alpino del zócalo Galaico Cantábrico a lo largo del Cenozoico. El levantamiento continuo, pero a impulsos, del zócalo, llevó a los ríos a una adaptación cada vez más acusada, en muchos casos irreversible, sobre las zonas de debilidad presentes en el zócalo cristalino, sistemas de fracturas frágiles y determinadas litológicas.

Las secuencias repetidas de encajamiento sobre las mismas líneas de debilidad condujo a la formación de paisajes escalonados formados por niveles sucesivos contenidos en el anterior. Dichos paisajes, al no poder prosperar lateralmente, tuvieron que hacerlo en vertical en un espacio cada vez más reducido eliminando a los superiores (Pagés Valcarlos, 1996; Pagés Valcarlos *et al.*, 1998).

El evento erosivo desencadenado por la colisión alpina culminó, a fines del Mioceno, con la construcción de la Plataforma Periférica en torno a la Superficie Fundamental; en el paisaje resultante, los valles de las rías eran ya profundos, con una diferencia de cota del orden de 400 m con sus interfluvios (Pannekkoek, 1970; Pagés Valcarlos, 1996). El importante desarrollo de esta plataforma, queda de manifiesto en los numerosos relieves formados por sus restos, que aún controla la anchura de los valles de las rías (Fig. 5).

Al mismo tiempo se produjeron importantes reorganizaciones de las redes fluviales por procesos de captura realizadas por ríos que retroceden a favor de sistemas de fracturación y que tiene mayor gradiente que el tramo capturado, en el cual se reconocen sectores que permanecen más adaptados a las estructuras hercínicas.

El grado de certeza con que se puede reconstruir la evolución de los procesos de capturas es variable en función de la conservación de los elementos geomorfológicos que la atestiguan. Así, parece que el río Ulla perdió un afluente que hoy constituye la cabecera del río Umia y, buena parte de sus afluentes septentrionales fueron capturados por una red (actualmente el río Tambre), que evolucionaba adaptándose progresivamente a un sistema de fracturas NE-SO. Procesos de captura

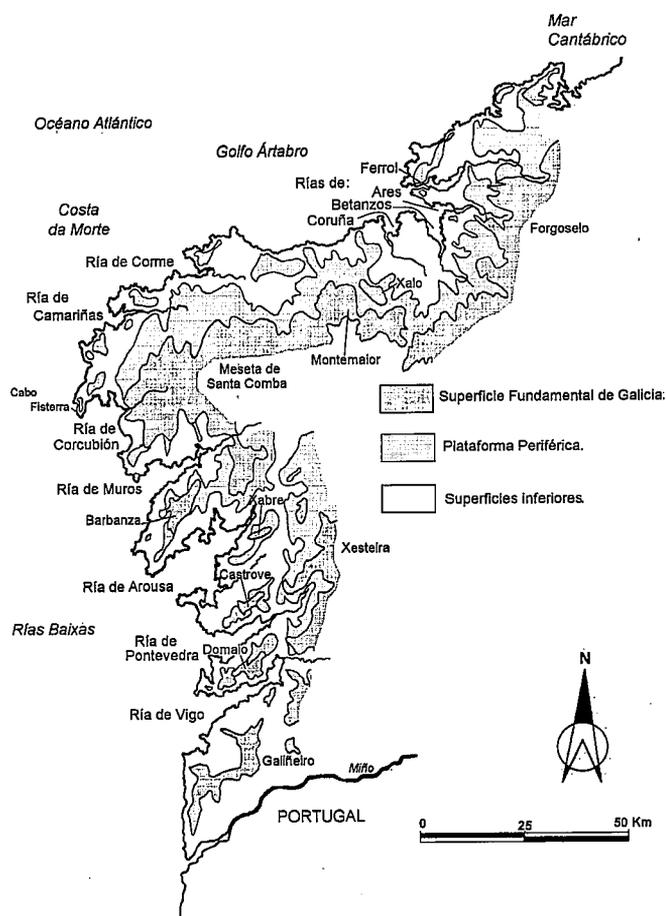


Figura 4.- Distribución de las superficies de aplanamiento en Galicia occidental.

son también detectables en los ríos Xallas, Grande (Pagés Valcarlos 1996; Pagés Valcarlos *et al.*, 1998) e intuibles en el río Mero.

El último acontecimiento en la evolución de las rías ocurrió a lo largo del Plioceno y el Cuaternario. Se produjeron importantes encajamientos fluviales como respuesta a descensos relativos del nivel de base marino, continuando la formación de paisajes escalonados formados por diversos niveles de las Superficies Inferiores asociados a la red fluvial actual. Dichos paisajes degradaron activamente los relieves de la Plataforma Periférica pero alcanzaron sólo localmente a los relieves de la Superficie Fundamental.

Este tipo de paisajes originados por encajamiento fluvial se encuentran en Asturias (Peón Peláez y Flor, 1993 a; b) y en Galicia, tanto en los sectores del interior como en los litorales, donde en los valles de las actuales rías, y a pesar de los encajamientos sucesivos, se reconocen retazos de los diversos niveles de aplanamiento establecidos para Galicia occidental (Fig. 3), lo que indica una evolución geomorfológica paulatina.

A lo largo del Cuaternario, los episodios de nivel del mar alto inundan repetidamente las zonas inferiores de los valles fluviales labrando un acantilado policíclico, generalizado en el litoral gallego, y diversos niveles de plataformas de abrasión (Alonso y Pagés, 2000), lo que proporciona una orla de morfología litoral superpuesta a los

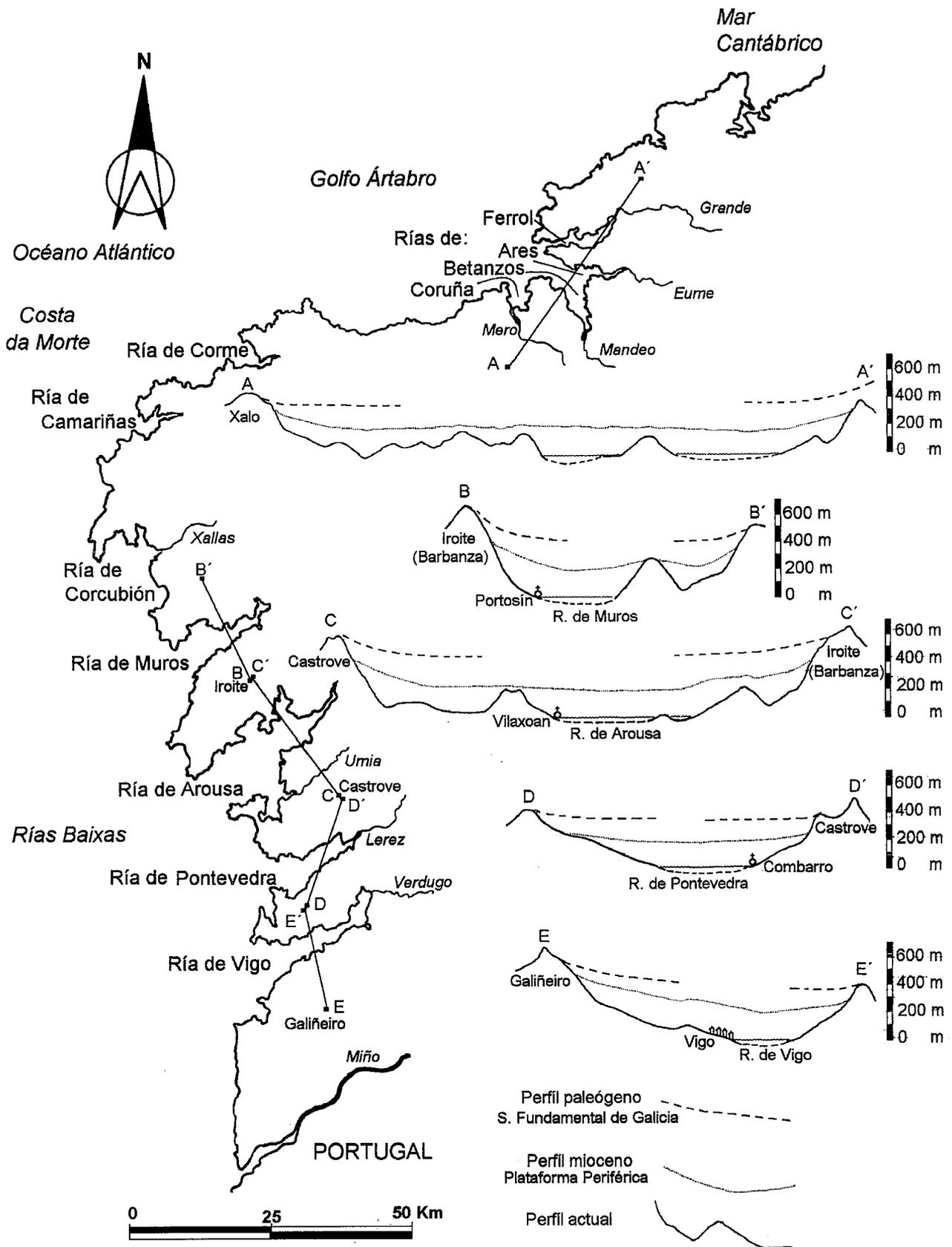


Figura 5.- Evolución cenozoica de los perfiles transversales de las rías. (ver explicación en el texto).

valles fluviales que forman las rías. Durante los episodios regresivos, transgresivos y de nivel del mar bajo, se produciría la elaboración de la plataforma que contornea la actual línea de costa hasta la isobata de -100 m.

Considerando el proceso evolutivo expuesto, se interpreta una ría como el resultado de la ocupación marina cuaternaria de un valle fluvial policíclico originado por la acción erosiva de un aparato fluvial prefigurado

desde al menos el Cenozoico inferior. A partir de ese momento se produce una evolución por encajamiento y retroceso de vertientes, en respuesta a descensos relativos del nivel de base marino, condicionado su trazado a las líneas de debilidad de la fracturación frágil y de las heterogeneidades litológicas.

Al interpretar las rías como valles fluviales policíclicos, hay que resaltar que dicha policiclicidad cenozoica alberga un alto grado de variación en diversos factores. Así, respecto a la causa predominante que origina los descensos relativos del nivel de base, se pasa del protagonismo de los levantamiento del zócalo en el momento de la colisión alpina, al de las oscilaciones glacioeustáticas en el Cuaternario. El modelado de vertientes, la meteorización química del substrato, el caudal de la red fluvial, etc, van a estar condicionados por los diversos climas que se han ido sucediendo en el Cenozoico.

Desde la perspectiva evolutiva expuesta, hay que descartar, o al menos minimizar, la intervención de procesos locales de hundimiento y levantamiento de bloques que tradicionalmente se han invocado sin ser debidamente justificados. Hay que considerar al respecto la gran homogeneidad de los fondos de las rías que se presentan con una morfología escalonada similar a la emergida y son todos de escasa profundidad como se puede observar en las cartas náuticas (menor de 50 m, que sólo se alcanza en las zonas de desembocadura). Los fondos carecen prácticamente de depósitos que atestigüen su condición de zonas hundidas ya que son de zócalo hercínico recubiertos en algunos sectores por depósitos de secuencias fluviales pleistocenas y secuencias fluvio-estuarinas holocenas (Rey, 1990), características que no responden a las que se deberían encontrar en el fondo de un *graben*.

Respecto a la existencia de procesos neotectónicos, en las Rías Baixas existen opiniones contradictorias (Pazos *et al.*, 1995). Se conocen diversas estructuras de deformación que afectan a los sedimentos holocenos de las rías de Arousa y Pontevedra, aunque estas son interpretadas recientemente como producidas por diapiros fangosos y procesos de compactación y deslizamiento (García-Gil *et al.*, 1999). En los sectores de la Costa da Morte y el Golfo Ártabro, los depósitos sedimentarios subaéreos del pleistoceno final, no parecen estar afectados por deformaciones (Alonso y Pagés, 2000). Aunque nunca son totalmente descartables los fenómenos neotectónicos, todo parece indicar que su importancia no es relevante, al menos respecto a la existencia de fallas activas de comportamiento diferencial.

Conclusiones

La morfología de las rías atlánticas de Galicia esta condicionada por: a) diferentes sistemas de fracturación frágil tardihercínica, principalmente la NE-SO en las Rías Baixas y la NO-SE en el Golfo Artabro, b) por las respuestas de las diferentes litologías a los procesos de meteorización y c) por la relación entre la dirección de las rías y las estructuras hercínicas.

En la configuración geomorfológica del entorno de las rías se diferencian tres grandes grupos de superficies escalonadas. En la parte superior hay un conjunto de superficies de aplanamiento y relieves residuales (> 400 m) que constituyen la Superficie Fundamental de Galicia y forman los interfluvios de las rías. Por debajo de este conjunto hay una Plataforma Periférica (> 200-180 m), considerada de edad miocena, que alcanzó gran desarrollo pero que se encuentra medianamente conservada. Finalmente, hay diversas superficies inferiores (180-0 m) mayoritariamente asociadas a la red fluvial actual, que descienden hasta el nivel del mar. El escalonamiento de estas superficies indica una evolución geomorfológica paulatina, discutida en apartados anteriores, que pone en cuestión el protagonismo de los procesos tectónicos locales de hundimiento, invocados como origen de las rías.

El origen de las rías atlánticas de Galicia hay que buscarlo en el reordenamiento de la red fluvial finimesozoica, que se produce acompañando a la apertura de océano Atlántico. A raíz de la creación de un litoral relacionado con la apertura de dicho océano, se reorganizó la red fluvial dirigiéndose parte de ella hacia el oeste.

A partir de esa primitiva red se labraron una sucesión de paisajes fluviales de incisión que acusan una progresiva adaptación a las zonas de debilidad litoestructurales del zócalo cristalino. La evolución de dicho paisaje, los valles que ahora forman las rías, se produjo como respuesta a importantes descensos relativos del nivel de base marino en el contexto del levantamiento alpino del zócalo Galaico Cantábrico a lo largo del Cenozoico, y de las oscilaciones glacioeustáticas acaecidas durante el Cuaternario.

De esta manera, las actuales rías responden a la ocupación marina cuaternaria de un valle originado por la acción erosiva de un aparato fluvial, prefigurado desde al menos el último estadio de elaboración de la Superficie Fundamental, que ha ido evolucionando por encajamiento, retroceso de vertientes y procesos de captura, condicionado por las líneas de la fracturación frágil y de las heterogeneidades litológicas. Esta secuencia evolutiva es reconocible en todas las rías atlánticas y es coherente con la que se observa en el conjunto de la red fluvial del Macizo Hespérico (Martín-Serrano, 1991; 1999), del que también forma parte Galicia occidental.

La influencia de la fracturación frágil tardihercínica en el desarrollo de las rías es importante, ya que encauza y controla el trazado de la red fluvial, pero su comportamiento es pasivo, por lo que hay que desechar los modelos de *graben* en la interpretación de las rías, pues no hay pruebas evidentes de movimientos significativos en las fracturas sobre las que se diseñan. El cuestionamiento de los modelos de hundimiento está así mismo avalado por la escasa y homogénea profundidad de las rías (inferior a 50 m) y la constitución de sus fondos formados por zócalo hercínico aflorante con ausencia de recubrimientos sedimentarios de entidad, además de los criterios geomorfológicos de correlación de niveles de aplanamiento en sus márgenes.

Agradecemos a A. Martín-Serrano García y a A. Alonso Millán las aportaciones y discusiones mantenidas sobre diversos aspectos de este trabajo, así como a J.P. Calvo Sorando y a los dos revisores, G Garzón Heyd y J.L. Goy Goy, las sugerencias realizadas sobre el manuscrito original, que han ayudado extraordinariamente a la concreción del mismo.

Bibliografía

- Abril Hurtado, J., Iglesias Ponce de León M., Arps C.E.S., Floor P., Corretge Castañón, L.G. y Pliego Dones D. (1985): *Mapa y Memoria explicativa del Mapa Geológico Nacional a escala 1:200.000, Hoja 16/26 (Pontevedra-La Guardia)* Inst. Geol. Minero. España, Madrid, 160 p.
- Alonso, A., Floquet, M., Mas, J.R., y Meléndez, A. (1993): Late Cretaceous Carbonate Platforms: Origin and Evolution, Iberian Range, Spain. En: *Cretaceous Platforms* (J.A. Toni, R.W. Scott & J.P. Masse Eds.) *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Memoir* 56: 297-313.
- Alonso, A. y Pagés, J.L. (2000): El registro sedimentario del final del Cuaternario en el litoral noroeste de la Península Ibérica. Márgenes cantábrico y atlántico. *Rev. Soc. Geol. España*, 13 (1): 17-29.
- Bastida, F., Marcos, J., Marquínez, J., Pérez-Estaún, A. y Pulgar J.A. (1984) *Mapa y Memoria explicativa del Mapa Geológico Nacional a escala 1:200.000, de la Hoja 1 (La Coruña)* Inst. Geol. Minero. España, Madrid, 155 p.
- Bellido Mulas, F., González Lodeiro, F., Klein, E., Martínez Catalán, J.R., y De Pablo Macía, J.G. (1987): *Las rocas graníticas del norte de Galicia y occidente de Asturias*. Mem. Inst. Geol. Min. España, 101: 157 p.
- Biot, P. y Solé, L. (1954): Recherches morphologiques dans le Nord-Ouest de la Península Iberique. *Mem. et Doc. C.N.R.S.*, 7-61.
- Boillot, G. y Malod, J. (1988): The north and north-west Spanish continental margin: A review. *Rev. Soc. Geol. España*, 1(3-4): 296-316.
- Carlé, W. (1949): Las Rías bajas gallegas. *Estudios. Geográficos*, 35: 323-330.
- Díez García, F. (1990): *La geología del sector occidental del Complejo de Ordenes*. (Cordillera Hercínica, Noroeste de España). *Serie NOVA TERRA*, 13: 230 p.
- Díez González, J. (1996): *Guía Física de España 6. Las costas*. Alianza, Madrid. 715 p.
- Díez González, J. (1998): Las rías y los problemas de conservación de sus playas. *Rev. Obras Públicas* 3372: 7-32.
- Dupeuble, P.A. y Lamboy, M. (1969): Le plateau continental au nord de la Galice et des Asturies: Premières données sur la constitution géologique. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 269: 548-551.
- García-Gil, S., Vilas-Martín, F., Muñoz, A., Acosta, J., y Uchupi, E. (1999): Quaternary sedimentation in the Ría de Pontevedra (Galicia), Northwest Spain. *Journal of Coastal Research*, 15 (4): 1083-1090.
- González Lodeiro, F., Hernández Hurróz, J., Martínez Catalán, A., Naval Balbín, A., Ortega Girones, E. y De Pablo Macía, J.G. (1984): *Mapa y Memoria explicativa del Mapa Geológico Nacional a escala 1:200.000, Hoja 7 (Santiago de Compostela)* Inst. Geol. Minero. España, Madrid, 99 p.
- Herránz, P. y Acosta, J. (1984): Estudio geofísico de la Ría de Muros y Noya. *Bol. Inst. Esp. Oceanogr.*, 1(2): 48-78.
- Huerta, A., Parés, J.M., Cabrera, L., Ferrús, B. y Sáez, A. (1996): Deformaciones contractivas del margen noroeste ibérico: Implicaciones tectónicas del estudio paleomagnético de la Cuenca de As Pontes (NW España). *Geogaceta*, 20(4): 939-942.
- Huerta, A., Parés, J.M., Cabrera, L., Ferrús, B. y Sáez, A. (1999): Magnetocronología de las sucesiones cenozoicas de la cuenca de As Pontes (La Coruña, Noroeste de España). *Acta Geol. Hisp.*, 32 (3-4): 127-145.
- Maldonado, A. (1977): *Estudio geológico-geofísico del surco Baldaio-Meirama-Boimil*. Tesis doctoral, Univ. Politécnica, Madrid, 255 p.
- Martín-Serrano, A. (1991): La definición y el encajamiento de la red fluvial actual sobre el Macizo Hespérico en el marco de su geodinámica alpina. *Rev. Soc. Geol. España*, 4: 337-351
- Martín-Serrano, A. (1994 a): El relieve del Macizo Hespérico: Génesis y cronología de los principales elementos morfológicos. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*. 19: 37-56.
- Martín-Serrano, A. (1994 b): Macizo Hespérico septentrional. En: *Geomorfología de España*. Ed. Rueda. Madrid, 25-62.
- Martín-Serrano, A. (1999): El paisaje del Macizo Hespérico: La expresión de su geología alpina. *La evolución del relieve en zócalos antiguos: Procesos, formaciones superficiales y sedimentos asociados*. (E. Molina Ballesteros, A. Sánchez del Corral Jiménez y C. Pol Méndez Eds.) *Studia Geológica Salmanticensis*, Vol. especial 7: 73-86.
- Nonn, H. (1966): *Les régions cottières de la Galice (Espagne)*. Les Belles Lettres. Faculte des Lettres de l' Université de Strasbourg, 591 p.
- Pagés Valcarlos, J.L. (1996): *La cuenca del Xallas y su entorno: Evolución cenozoica del relieve en el Oeste de la provincia de A Coruña*. Tesis Doctoral, Univ. Complutense, Madrid, 300 p. (inérita)
- Pagés Valcarlos, J.L. y Vidal Romaní, J.R. (1998): Síntesis de la evolución geomorfológica de Galicia Occidental. *Geogaceta*, 22: 119-122.
- Pagés Valcarlos, J.L., Vidal Romaní, J.R. y Alonso Millán, A. (1998): La red fluvial de la Costa da Morte (A Coruña). Evolución geomorfológica y paisajes asociados. *Investigaciones Recientes de la Geomorfología española*. (A. Gómez Ortíz y F.Salvador Franch, Eds.) Geoforma Logroño. 417-424.
- Pannekoek, A.J. (1966 a): The geomorphology of the surroundings of the Ría de Arosa (Galicia, NW Spain). *Leidse Geol. Meded.* 37: 7-32.
- Pannekoek, A.J. (1966 b): The ría problem. *Tijdschr. Kon. Ned. Aardr. Gen.*, 83: 289-297.
- Pannekoek, A.J. (1970): Additional geomorphological data on the ría area of western Galicia (Spain). *Leidse Geol. Meded.* 37: 185-194.
- Parga, J.R. (1969): Sistemas de fracturación tardihercínicas del Macizo Hespérico. *Trab. Lab. Xeol. Laxe* 37: 3-15.
- Pazos, O. Nombelas, M. A., Alejo, I., García-Gil, S., Rubio, B., García-Gil, E. y Vilas, F. (1995): *La costa de rías*. Sesión de Campo. Reunión monográfica sobre el cambio de las costas: Los sistemas de rías. Comisión de estratigrafía de la Sociedad Geológica de España. Vigo. 77 p.
- Peón Peláez, A. y Flor, G. (1993 a): Evolución general del relieve de Asturias. *XV Reunión de Xeoloxía e minería de NW Peninsular, Resúmenes*, Lab. Xeol. Laxe, 29-32.
- Peón Peláez, A. y Flor, G. (1993 b): La red fluvial asturiana: características y origen. *XV Reunión de Xeoloxía e minería de NW Peninsular, Resúmenes*, Lab. Xeol. Laxe, 32-35.
- Pulgar, J. A. y Alonso, J.L. (1993): La estructura alpina de la Cordillera Cantábrica. *XV Reunión de Xeoloxía e Minería del NW Peninsular, Resúmenes*, Lab. Xeol. Laxe, 68-69.

- Rey, J. y Díaz del Ríu, V. (1985): Estructura de los sedimentos recientes en la plataforma continental atlántica de Galicia. *Reunión del Cuaternario Ibérico. G.E.T.C., G.T.P.E.Q.* Lisboa, Actas, Vol 1: 6-22.
- Rey J. y Díaz del Ríu V. (1987): Structure of recent sedimentary units in the Galician continental shelf. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 12: 35-43.
- Rey, J. (1990): *Relación morfosedimentaria entre la Plataforma continental de Galicia y las Rías Bajas y su evolución durante el Cuaternario*. Instituto Español de Oceanografía. Publicaciones especiales, 17, 233 p.
- Richthofen, von, F. (1886). *Führer für Forschungsteisende*. Hannover. *Jenecke*, 743 pp.
- Santanach, P. (1994): Las cuencas terciarias gallegas en la terminación occidental de los relieves pirenaicos. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 19: 57-72.
- Torre Enciso, E. (1954): Contribución al conocimiento morfológico y tectónico de la Ría de la Coruña. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*, 50 (11): 21-51.
- Torre Enciso, E. (1958): Estado actual del conocimiento de las rías gallegas. En: *Libro Homaxe A Ramón Otero Pedrayo*, *Trab. Lab. Xeol. Laxe*, 7: 237-249 .
- Uchupi, E. (1988): The Mesozoic-Cenozoic geologic evolution of Iberia, a tectonic link between Africa and Europe. *Rev. Soc. Geol. España*, 1 (3-4): 257-294.
- Vidal Romaní, J.R. (1983): A orixe das Rías Galegas. Estado da cuestión (1886-1983). *Cuad. Area Cien. Mar. Seminario de Estudos Galegos*, 1: 13-25.
- Zazo, C. y Goy, J.L. (1994): Litoral español. En: *Geomorfología de España*. Ed. Rueda, Madrid, 437-463.

Manuscrito recibido el 27 de Octubre de 1999
Aceptado el manuscrito revisado el 9 de Julio de 2000