

Caracterización morfotectónica de Galicia, España

Mario Octavio Cotilla Rodríguez*
Diego Córdoba Barba*

Recibido 4 de septiembre, 2000; aceptado 30 de abril, 2003

Abstract

The morphotectonic analysis of Galicia permits to present a territorial regionalization scheme with the most active units. For the elaboration of this material were used different geologic, geophysical and geomorphological methods and on the base of the methodology of Rantsman (1979) are distinguished three fundamental categories of the regionalization: 1- Territorial Units (megablock, macroblock, mesoblock, block, microblock and nanoblock); 2- Morpholineaments (of second, third, fourth and fifth range); 3- Morphotectonic knots (from order two until order six). The Iberian megablock (microplate) has nine macroblocks, being Galicia one of them. The Northwest macroblock (Galicia, identified as VIII) is in its continental part in direct interaction with two large adjacent macroblocks (of approximately rectangular shape, VII: Arqueado and IX: Septentrional) through two morpholineaments of 2nd order (A7: Santa Tecla and A8: Ponferrada). The intersection of these elements determine a 2nd order (N9: Nogueira de Ramuín). Under the A7 is determined another knot, but of 3st order (N11: Triacastela-Santalla), in the vicinity of Sarria-Becerreá, where is detected a significant seismic activity. There are also 39 morpholineaments of order three (2), order four (11) and five (26). This net to the scale that is presented (1:250,000) configures 23 knots (order:quantity= 2°:1, 3°:2, 4°:7, 5°:6, 6°:7). According to the arrangement and the characteristics of the delimited blocks is considered that the influence of the pressure of the Mid Atlantic Center is very important in Galicia and prevails on the compression derived from the interaction between the African and Euro-Asian plates.

* Departamento de Geofísica y Meteorología, Facultad de Ciencias Físicas, Universidad Complutense de Madrid, Ciudad Universitaria s/n, Madrid 28040. Correos electrónicos: macot@fis.ucm.es y dcordoba@fis.ucm.es

Resumen

El análisis morfotectónico de Galicia permite presentar un esquema de regionalización territorial con las unidades más activas. Para la elaboración de este material se utilizaron distintos métodos geólogo-geofísicos y geomorfológicos, y sobre la base de la metodología de Rantsman (1979) se distinguen tres categorías fundamentales de la regionalización: 1- Unidades Territoriales (megabloque, macrobloque, mesobloque, bloque, microbloque y nanobloque); 2- Morfoalineamientos (de segundo, tercer, cuarto y quinto rango); 3- Nudos Morfotectónicos (desde orden dos hasta orden seis). El megabloque (microplaca) Iberia cuenta con nueve macrobloques, siendo Galicia uno de ellos. El macrobloque Noroeste (Galicia, identificado como VIII) está en su parte continental en directa interacción con dos extensos macrobloques (de figura aproximadamente rectangular) adyacentes (VII: Arqueado y IX: Septentrional) a través de dos morfoalineamientos de orden dos (A7: Santa Tecla y A8: Ponferrada). La intersección de estos últimos permite delimitar un nudo de 2do orden (N9: Nogueira de Ramuín). Sobre el A7 se determina otro nudo, pero de 3er orden (N11: Triacastela-Santalla), en las inmediaciones de Sarria-Becerreá, donde se detecta una importante concentración de sismos. Hay también otros 39 morfoalineamientos desde orden tres hasta orden cinco (en las cantidades siguientes: 2, 11 y 26, respectivamente). Esta red a la escala que se presenta (1:250,000) configura 23 nudos (orden:cantidad= 2º:1, 3º:2, 4º:7, 5º:6, 6º:7). De acuerdo con la disposición y las características de los bloques delimitados, se considera que la influencia de la presión del centro de expansión Atlántico es muy importante en Galicia y predomina sobre la compresión derivada de la interacción entre las placas africana y euroasiática.

Introducción

El territorio de Galicia (~29,500 km²) está geográficamente definido en el extremo noroeste de la Península Ibérica (PI) (Figura 1A). Desde el punto de vista geodinámico actual, está localizado íntegramente en una zona de tipo interior de placa. Estructuralmente posee una corteza de tipo continental aunque en su inmediata vecindad hay corteza oceánica. En consecuencia, su sismicidad (características cualitativas y cuantitativas) es bien diferente en relación con la zona meridional de la Península donde se asume la presencia del límite de placas litosféricas (África-Eurasia) (Figura 1A). Galicia es, desde el punto de vista tectónico, una estructura singular en la PI (Figura 1A). Ella, aunque forma parte del denominado Macizo Hespérico (o Ibérico) (Figura 1B), se distingue muy bien, por un conjunto de características morfológicas y morfométricas. Así refleja en el relieve, de forma diferente, la actividad tectónica que aconteció durante la apertura del Océano Atlántico (Paleógeno). El comienzo del proceso de expansión del Océano Atlántico primero y de la orogénesis

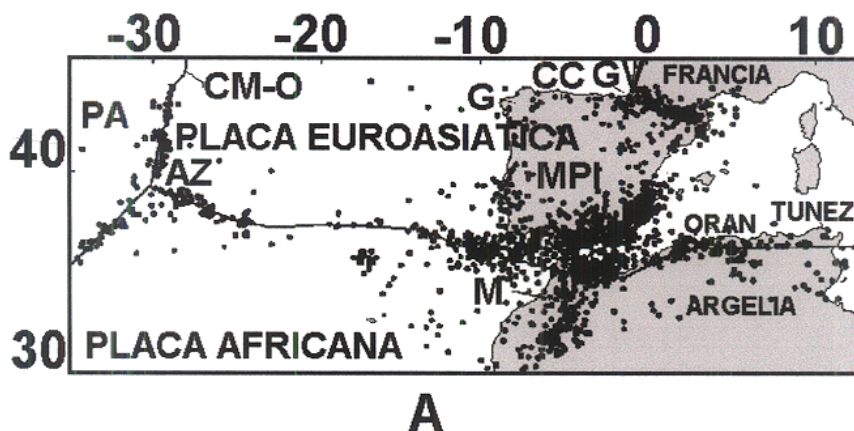


Figura 1A. Esquema del contexto sismotectónico de la zona litosférica África – América – Eurasia.

pirenáica después, posibilitaron su diferenciación inicial desde fines del Mesozoico. Sin embargo, la estructura geomorfológica quedó decidida en el Cenozoico. En ella se distinguen, entre otros, los elementos del relieve litoral. A éstos se presta atención en el trabajo, ya que son la transición y el contacto entre las estructuras oceánica y continental y donde se libera una significativa cantidad de energía sísmica.

El ya mencionado Macizo Ibérico es uno de los múltiples macizos hercínicos que se encuentran en Europa Central (Terán *et al.*, 1994). Este macizo ocupa la parte centro-occidental peninsular, limitando al norte y noroeste con el océano Atlántico, mientras que una orla mesozoica se distingue en el contacto para la parte portuguesa (sur de Oporto-Aveiro-Leiria-Santarem-Lisboa) (Figura 1B). En ese contexto, se considera que la topografía actual de la PI es el resultado de una activa evolución geológica y geomorfológica desde la orogénesis alpina, que ha conformado relieves diversos, destacando una altitud media elevada de aproximadamente 650 m, estando entre 2,000 y 3,000 m el tope de las montañas Galaico-Leonesas y Astur-Cantábrica (Figura 1B). Sobre esta base han sido realizadas distintas investigaciones que resaltan aspectos del comportamiento neotectónico de la Península, pero que dejan margen a interpretaciones alternativas, como la que aquí se expone. Por tal razón, Cotilla y Córdoba (2000) presentaron para la PI un nuevo enfoque para la región, del estudio de los movimientos neotectónicos, basado en los principios del análisis morfoestructural. Éstos fueron elaborados por Guerasimov (1946) y posteriormente desarrollados, entre otros, por Mescheriakov (1966), Gorielov *et al.* (1973a,b), Guerasimov (1973), Guerasimov y Rantsman (1973) y Rantsman (1961, 1979). Este enfoque científico tiene como base teórica a la triada “geotectura-morfoestructura-morfoescultura”, fundamentada en el principio genético básico del desarrollo del relieve, que considera a éste como resultado de la acción recíproca de los procesos

endógenos y exógenos. Por morfoestructuras se entienden a las estructuras activas que se reflejan en los campos geológicos y geomorfológicos. Nikolaev (1982) sostiene que las morfoestructuras son una categoría geotectónica integradora y que Cotilla y Álvarez (2001) comprobaron en Cuba Occidental. En esta ocasión los autores aplican la misma metodología, pero con un mayor grado de detalle y ciertas modificaciones para el área noroeste de la PI, Galicia. Así, el objetivo del trabajo es la delimitación y la clasificación de las morfoestructuras (areales y lineales) y la definición de su relación espacio-temporal con la sismicidad en Galicia. En un sentido similar está el trabajo de Gvishiani *et al.* (1987).

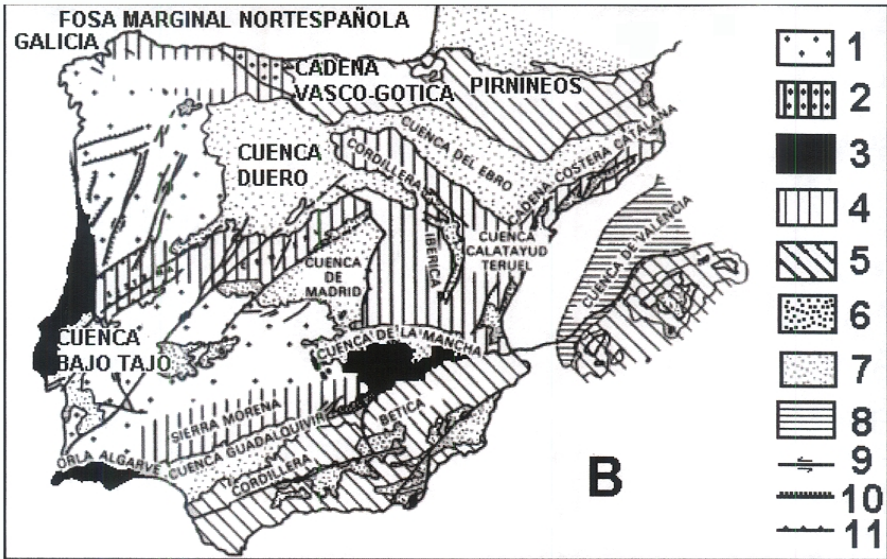


Figura 1B. Esquema morfoestructural de la Península Ibérica (modificado de Capote y De Vicente (1989) en Instituto Tecnológico y Geominero de España (1989)) {1- Zócalo Hercínico en el Macizo Hespérico, 2- Zonas levantadas por tectónica de compresión en el Macizo Hespérico, 3- Mesozoico tabular en los bordes del Macizo Hespérico y moderadamente deformado en las Orlas Lusitana y Algarve, 4- Cadenas plegadas de tipo intermedio, 5- Cordilleras Alpinas, 6- Cuencas Terciarias, 7- Graben con sedimentos del Cretácico Inferior muy potentes en la margen continental occidental, 8- Zona con Mesozoico erosionado en la parte central de la Fosa de Valencia, 9- Fallas con actividad reciente como desgarre, 10- Fallas con actividad reciente con componente normal, 11- Fallas con actividad reciente inversa, 12- áreas volcánicas}.

Datos, métodos y metodología

La aplicación de métodos estructuro-morfoesculturales en las investigaciones de tipo morfotectónico permite alcanzar en varias etapas el conocimiento del carácter diferenciado de la evolución geotectónica de las morfoestructuras de un territorio y del desarrollo heterogéneo de sus complejos morfoesculturales, hasta la determinación en el relieve, de los elementos estructuro-tectónicos y de las deformaciones de los niveles geomorfológicos. De tal manera es factible establecer los límites principales de las Unidades Territoriales (o morfotectónicas), los elementos lineales y sus intersecciones, bajo un prisma morfocronológico. Esto, según Alekseevskaya *et al.* (1977), es fundamental para el estudio de muchos problemas geofísicos. Un objetivo del análisis morfoestructural es la elaboración de criterios interdisciplinarios para la determinación de las zonas de mayor probabilidad de ocurrencia de terremotos (Chigariov, 1977). Así se ha puesto de manifiesto la existencia del sistema morfoestructura-movimientos tectónicos recientes-sismicidad (Dumitrashko y Lilienberg, 1954; Gorielov *et al.*, 1973) y definido la estructura general de una investigación morfoestructural (Cotilla *et al.* 1997).

Marco geodinámico regional

La distribución de la sismicidad depende de la geometría de las placas litosféricas y de las características tectónicas de su interior. No obstante, la teoría de la tectónica de placas en su estado actual no permite explicar satisfactoriamente la relación geodinámica-terremotos de las unidades pequeñas. Sin embargo, el desarrollo de modelos permite una aproximación sucesiva al marco real, por lo que Vegas (1985) expone uno muy interesante para el área Ibero-Mogrebí compuesto por dos grupos tectónicos diferentes: zonas de la corteza estructuradas en el ciclo hercínico y zonas de la corteza estructuradas en el ciclo alpino. De una forma similar Cotilla *et al.* (1991a) enfrentaron el modelado sismotectónico de Cuba.

En la PI, las zonas de la corteza estructuradas en el ciclo hercínico, han actuado pasivamente en el marco de la evolución alpina y actualmente en ellas afloran las rocas paleozoicas. A este conjunto se le conoce como macizos antiguos y constituyen a las Mesetas Marroquí e Ibérica (Macizo Hespérico o Ibérico) (Figura 1B). Esos macizos se articulan con otras zonas de cuencas (intracontinentales) donde sedimentos de edad más reciente y no deformados cubren a los materiales hercínicos. De otra parte, las zonas de corteza localizadas en las áreas del ciclo alpino corresponden a zonas corticales transformadas y estructuradas en ese ciclo. Evidentemente, las zonas de deformación intensa se localizan en el borde de las placas africana y europea, mientras que las de deformación moderada y débil aparecen en el interior de las placas mencionadas. Entre las zonas del primer tipo de deformación y las otras existe una interrelación que no es fácil establecer. En este sentido se reconoce

que en el actual límite entre África y Europa las zonas de deformación intensa están en el Rif y el Tell-Atlas y las Béticas (zona Ibero-Mogrebí) (McKenzie y Morgan, 1968) (Figura 1A). Sin embargo, este límite se ha definido en una zona aún mucho más extensa y compleja y donde una parte de la cinemática de las dos placas se ha efectuado entre la PI (elemento móvil) y el resto de Europa (más estable). Ese límite (hoy fósil) que individualizó temporalmente a la Península se localiza en la parte norte (Cadena de los Pirineos-Cordillera Cantábrica) y denota aún cierta sismicidad (Figura 1A). Existe consenso entre los especialistas, sobre la base de los datos de mecanismos focales de terremotos y análisis microtectónicos, de la actual convergencia entre África y Europa. Esa convergencia se efectúa con un movimiento compuesto en el rango de dirección N-S a NNO-SSE y con la expansión diferencial, dextral, del fondo Atlántico con relación a las placas mencionadas (Pit y Tal, 1972; Searle, 1980). Sin embargo, el límite de convergencia no está aún bien definido desde el Estrecho de Gibraltar y hasta el Mar de Alborán.

Otro modelo que explica la situación geodinámica actual de la PI fue propuesto por Fonseca y Long (1991). Consideran un bloque tectónico que denominan Ibero-Marruecos que está limitado por los sistemas de fallas del sur de España-Atlas Medio y Pirineos-Vizcaya, y donde el margen continental oeste deriva al oeste con una componente de movimiento al suroeste con relación a África. Sostienen también que la naturaleza compresiva del margen occidental portugués en el intervalo Terciario-Cuaternario, resulta de un proceso de acortamiento cortical y no de subducción. El esfuerzo principal regional de tipo compresivo en la dirección NNO-SSE es el responsable de la existencia, en el bloque Ibérico, de un régimen de cizallas simples con Riedel izquierdas y cizallas de dirección NNO-SSE y NE-SO y Riedel conjugadas destrosas en la dirección NO-SE. Esto favorece el desplazamiento del bloque (terminología de esos autores) Iberia en el sentido horario y hacia el oeste. Distintos autores también delimitan para la PI una red principal de fracturas que tiene dirección N-S, NO-SE y NE-SO (Baptista, 1998; González-Casado y Giner, 2000; Ribeiro *et al.*, 1996). Las primeras resultan ser complementos de fallas hercénicas y la última alpinas. Entre ellas son fallas importantes por su valor morfológico y vinculación (terrestre-marina) las que componen el litoral Atlántico (Galicia-sur de Portugal y sur de Portugal-Cabo de Gata), la mayoría de ellas con sismicidad asociada (Córdoba, 1998).

Algunas características geológicas y físico-geográficas de la Península Ibérica

Este epígrafe se compone básicamente a partir de tres fuentes: Asencio Amor (1970), Instituto Geológico y Minero de España (1977) e Instituto Tecnológico y Geominero de España (1989). Sobre esta base es posible asumir que durante la elevación de los grupos montañosos en las fases orogénicas que se sucedieron en la evolución del relieve peninsular, se produjeron ciclos erosivos que nivelaron (total o parcialmen-

te) las formas estructurales creadas por los procesos endógenos precedentes. Tales morfologías se denominan superficies de erosión y su evolución dinámica aparece unida al relleno de depresiones y cuencas marginales, aunque también quedaron relieves residuales. Es probable que las etapas orogénicas más antiguas también fuesen acompañadas por procesos de nivelación, aunque los primeros datos bien contrastados son ya posteriores a la orogenia hercínica y anteriores a la sedimentación del Trias inferior o Permotrias, momento en que se conformó la llamada superficie pre-triásica, que aparece exhumada por la red fluvial (ej: Cadena Costera Catalana y Cordillera Ibérica) (Figura 1B). Ella carece, desde el punto de vista morfológico, de entidad en las cadenas alpinas (Béticas y Pirineos) (Figura 1B). Mientras que en el Macizo Ibérico, donde no hubo sedimentación Mesozoica, esta superficie debió ser la base para posteriores ciclos erosivos en diferentes épocas (finicretácica, premiocena, etc.), dando lugar a una superficie poligénica antigua. Su presencia en el paisaje del Macizo Ibérico es evidente, tanto en las cimas de los bloques montañosos reelevados (ej: Sistema Central y Macizo Gallego) como en las superficies de las mesetas castellanas y extremeñas. Ligadas a ellas aparecen alteraciones del substrato cristalino y metamórfico, generadas en climas de sabana subtropical, sobre las que resaltan relieves residuales (o montes-isla).

Los sistemas fluviales de la PI aparecen organizados en tres grandes cuencas, (atlántica, mediterránea y septentrional) (Cotilla *et al.*, 2000) (Figura 2A), con diferentes características, debido a las condiciones climáticas, geológicas y topográficas que inciden sobre ellos, de tal modo que los ríos septentrionales (o nordatlánticos) son de corto recorrido y discurren encajados entre relieves escarpados, por lo que las huellas acumulativas cuaternarias son escasas. En este contexto se define un Parteaguas (o Divisoria) Principal de Primer Orden (PPPO) de figura irregular que refleja la acción de los procesos tectónicos. Así, el segmento del norte (Galicia-Pirineos) del PPPO es decididamente paralelo a la línea de costa y al eje principal de las estructuras más extensas, mientras que el tramo del sur (Punta de Tarifa-Sierra de los Filabres), definido en las Béticas, acusa ciertas deformaciones, dada su inmediata cercanía a la principal zona de interacción tectónica de la PI, Iberia-África (Cotilla *et al.*, 2000). En la Tabla 1 se exponen algunas características de las costas de la PI y de los sectores de Asturias, Cantabria, Galicia y País Vasco.

Características geológicas y físico-geográficas de la región noroccidental de la PI

De acuerdo con lo recogido en Terán *et al.* (1994) es posible sostener que la deformación del denominado Macizo Gallego en los paroxismos alpinos es la causante de la actual compartimentación del relieve. Las superficies de erosión que debieron generarse desde inicios del Mesozoico fueron retocadas por los ciclos posteriores como una superficie poligénica. Su elaboración está concebida entre el Cretácico y el Eoceno, siendo deformada por la orogenia alpina para crear un gran abomba-

Tabla 1
Datos generales de las costas

<i>Península Ibérica</i>	<i>Asturias, Cantabria, Galicia y país Vasco</i>
Acusado contraste no sólo entre las dos masas de agua (Mar Mediterráneo y Océano Atlántico), sino también en la figura de la línea de costa y los espectros (lateral y transversal) de terrazas.	La línea de costa desde Asturias hasta el País Vasco es muy recta. Existen restos de plataforma de abrasión marino–continental (rasas con $h=0-200$ m) y las pendientes asociadas son fuertes.
En el sector del Atlántico la línea de costa está muy poco deformada. Hay una plataforma estrecha y con un importante flujo de corriente de dirección N-S. Mientras que en la parte mediterránea se refleja una significativa diferenciación en el trazado de la línea de costa y el ancho de la plataforma.	Hay rías (o valles fluviales inundados por el mar) de dirección NE, principalmente. Estas formas del relieve tienen figuras y áreas diversas, pero todas demuestran su relación con la morfodinámica de la región.
La relación de asimetría en la pendiente a partir del PPPO hacia el Atlántico (excluyendo todo el frente del Mar Cantábrico) y al Mediterráneo toma el valor 4/1.	Hay depósitos holocénicos en el río Miño (Galicia) y estuarios jóvenes en Asturias y Cantabria.
	Las alineaciones de las corrientes fluviales en las inmediaciones de la costa varían por sectores (N-S, E-O, NO, SE) y se corresponden con la litología y la estructura geológica

Nota: PPPO = Parteaguas Principal de Primer Orden

miento que tiene como eje a la Cordillera Portuguesa-Galaico-Leonesa, y que se prolonga hacia Asturias. Al pie de esta estructura se conformó la superficie fundamental que tiene dos niveles (de 80 a 120 m de diferencia), siendo el más bajo de edad fini-oligocena, ya que contacta con los rellenos terciarios de Sarria y Pontes de García Rodríguez. Así, numerosos relieves residuales resaltan hipsométricamente respecto de la mencionada superficie y condicionan las pequeñas dimensiones y la dispersión por el macizo de las depresiones terciarias (Figura 1B). Por el norte están las cuencas de Pontes de García Rodríguez, Villalba-Lugo, Sarria y Monforte de Lemos y siguiendo el valle del Sil aparecen las cuencas del Bierzo, Valdeonas y Quiroga. Más al sur están las cuencas de Xinzio de Limia, Maceda, Celanova y Verin. Lo común es que sean áreas de flexión de las superficies erosivas mencionadas o de fallas que limitan alguno de sus márgenes. Los rellenos del Mioceno y el Plioceno (arcillas, arcosas y lignitos) que contienen son de carácter local. Evidentemente, existe desde entonces una separación respecto a la adyacente cuenca del Duero.

Por encima de las series terciarias se encuentra, en muchas de las cuencas, una raña (formaciones de gravas cuarcíticas y arcillas de gran extensión) pliocuaternaria

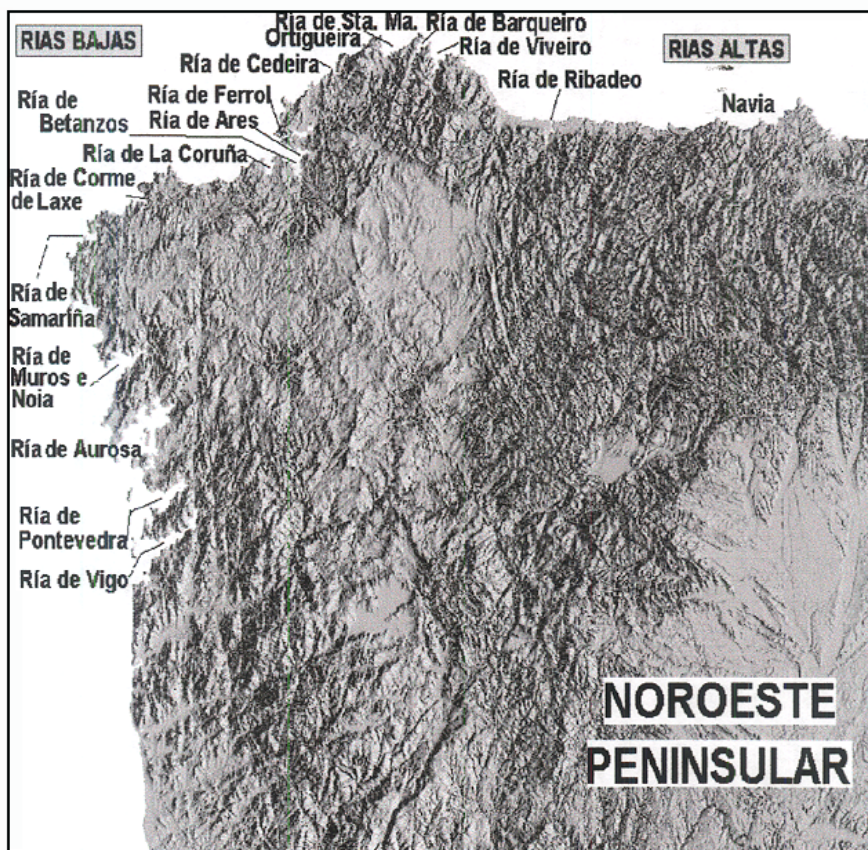


Figura 1C. Imagen digital del Noroeste Peninsular.

como techo sedimentario, correspondiente a abanicos aluviales detríticos. Los movimientos tectónicos póstumos deformaron los materiales Mio-pliocénicos e incluso localmente los cuaternarios. Además, como las superficies erosivas descritas fueron desniveladas en bloques y fosas mediante sistemas de fallas, el curso de los ríos se ha afectado significativamente. Las mencionadas Montañas Galaico – Leonesas se sitúan en la parte oriental y suroriental de Galicia, formando alineaciones N-S y NE-SO (Sierras de Rañadoiro, Meira, Lorenzane, Ancares [1,987 m], Caurel [1,645 m], Queixa [1,728 m], Segundeira [2,124 m], Aquilanos, Cabrera y Montes de León [2,188 m]) (Figura 2A). Al sur, en los límites con Portugal, se extiende un grupo de sierras abruptas, de crestas y valles con modelado apalachense y una buena adaptación de la red fluvial a los afloramientos geológicos y a la estructura (Sierras de Xurés, Larouco, San Mamede y de la Culebra). En sus cimas se conservan superficies aplanadas correspondientes a las etapas más antiguas. Por el sur comienza el

dominio de los materiales graníticos y, además, existen algunas depresiones internas (Bierzo, Valdeorras y Quiroga) que compartimentan al territorio. Ellas son recorridas por el río Sil que divide la alineación montañosa (Galaico-Portuguesa) en dos partes, donde también se observan importantes depresiones (Maceda, Celanova, Verín y Xinzio de Limia).

La relación entre las líneas tectónicas y los ríos es muy fuerte en la PI y en particular para la región noroeste. Para Galicia, la red del Sil y los ríos de la parte inicial del Miño se encajan profundamente en las serranías produciendo agrestes cañones. Entre las depresiones interiores que interfieren la unidad del sur, destaca la de Bierzo, formada por dos subcuencas: Ponferrada-Villafranca y Bembibre, con otras depresiones periféricas menores (Noceda, Paradaseca y Las Médulas). Estas cuencas están rellenas de series detríticas (desde antes del Mioceno hasta el Plioceno y el Cuaternario) con rañas que forman el techo de las acumulaciones, y a partir de donde comenzaron las secuencias de terrazas del río Sil. También en Galicia, pero en la parte occidental de las Sierras de Lorenzana, Meira y Ancares y al noroeste de Caurel y Queixa y del valle del Sil, se extiende una región de mesetas que constituye la Meseta de Lugo o Terra Chá y la superficie de Chantada, limitadas al oeste por la Dorsal Gallega. Ella constituye el otro nivel de la superficie de erosión fundamental, a alturas de 300 y 500 m, nivelando granitos y esquistos paleozoicos. Un conjunto de fosas terciarias (Lugo-Villalba, Sarria y Monforte) de morfología aplanada por las rañas y acumulaciones superficiales interrumpen la continuidad de esta superficie.

Al oeste de la Meseta de Lugo se encuentra la Dorsal Gallega, alineación montañosa dispuesta de norte a sur con las Sierras de Xistral, Loba, Coba de Serpe, Faro (1,187 m) y Faro del Avión (1,150 m), y desde las Mariñas de Lugo hasta el bajo Miño, generalmente con altitudes entre 500 y 1,000 m. Las cumbres de estas sierras están arrasadas por la superficie más antigua, correlativa con las montañas Galaico-Leonesas, presentándose como relieves residuales de las superficies más bajas debido a la resistencia de sus materiales, especialmente del granito de grano fino y las cuarcitas. También al oeste, pero de la Dorsal Gallega, se extiende el denominado Escalón de Santiago. Éste está formado por relieves suaves y alomados (alturas inferiores a los 500 m) e intensamente cortados por los ríos que se dirigen hacia el bloque litoral, y con sólo un accidente tectónico de importancia (la depresión de Carballo-Padrón-Pontevedra-Tuy) de 150 km de longitud aproximadamente y orientado de N a S, casi paralelo al litoral. A ese litoral (entre el Macizo Asturiano y el estuario del Miño) lo constituye un conjunto de formas de relieve de gran variabilidad. El primer tramo costero forma las Mariñas, con rasas (restos de plataformas de abrasión marino-continental) que se simplifican en un único nivel en el litoral de Ribadeo-Foz (Figura 1C) formando un importante acantilado frontal (Hernández-Pacheco y Asencio Amor, 1959). No obstante, las rías son el principal modelado de este sector (Figura 1C). Ellas son entrantes costeros cuya parte interna está formada por un valle excavado en un momento de regresión marina y posteriormente inunda-

do por el mar en su actual nivel. Algunas rías, además de este carácter de valle inundado, pueden corresponder a fallas previas (rías tectónicas) o coincidir con depresiones erosivas, existiendo numerosos ríos intermedios. Se han definido tres tipos de rías (Altas, Bajas y Centrales). La mayor parte de las rías del sector norte o Rías Altas (también rías cantábricas) responde al tipo de valle inundado (Ortigueira, Barquero, Foz y Ribadeo) y tectónicas (Ortigueira y Viveiro) (Figura 1C). Ellas son rías cortas y estrechas, orientadas por la estructura a lo largo de los terrenos más blandos y afectadas por la erosión diferencial. Entre las rías existen salientes rocosos con importantes acantilados, como los de Cabo de Estaca de Bares, San Ciprián y Ortegá. El tramo costero entre Cabo Ortegá y Carmiñas está limitado por una falla de dirección NE-SO, en cuyo centro se abren, formando un amplio entrante, las rías de Coruña, Betanzos, Ares y Ferrol (Figura 1C). La primera se interpreta como resultante de la sobreexcavación de una cubeta inundada posteriormente por el mar. El resto de ellas es semejante a las Rías Altas. Mientras que las Rías Bajas (Muros e Noia, Arousa, Pontevedra y Vigo) (Figura 1C) responden a condiciones tectónicas, ya que son valles instalados siguiendo fracturas de orientación NE-SO. Todas ellas tienen una profundidad aproximada de 20 m y son considerados embudos anchos, profundos y sinuosos de hasta 15-35 km de largo. La costa es rocosa y acantilada, tanto en los cabos intermedios (Fisterra, Cambado y Home), que por su tamaño y aislamiento pudieran constituir penínsulas, como en el propio interior de las rías, en las que la banqueta litoral es siempre muy estrecha. Estas Rías Bajas han sido originadas por fracturas paralelas entre sí, ya fallas únicas (ej. rías de Vigo y Arosa), ya por sistemas de fallas (ej. rías de Noya y Pontevedra). Y las Rías Centrales son entidades sinuosas que guardan una relación similar en cuanto al ancho y a la longitud, pero que no están asociadas a fracturas importantes (ej. rías La Coruña, El Ferrol y Betanzos). Ellas son simplemente valles fluviales inundados.

Completa la visión del cuadro estructural de la región el denominado Margen Continental del Norte de la Península Ibérica (Galicia-Cantabria). Esta estructura exhibe una plataforma de tipo continental estrecha (30-35 km) que alcanza al plano abisal con una fuerte pendiente ($45^\circ - 70^\circ$) hasta la profundidad de 4.5 km. Este margen se produjo en el Mesozoico durante la apertura de la Bahía de Vizcaya, y fue afectado por la convergencia de las placas Euroasiática e Ibérica en la etapa alpina. De esta forma las montañas del Sistema Cantábrico, consideradas como una continuación de los Pirineos, sobresalen por su hipsometría con relación a la adyacente cuenca del Duero.

El territorio de Galicia está en el plano geológico con una figura aproximadamente triangular en el noroeste de la Península Ibérica. Está desarrollado en un marco tectónico heterogéneo y complejo donde se destacan al oeste las estructuras distensivas del Atlántico, al sureste las del frente surpirenaico y al norte las antiguas estructuras compresivas asociadas a la subducción de la placa euroasiática. La región de Sarria-Samos-Tricastela-Becerreá (Figura 2B), situada en el lado sureste del

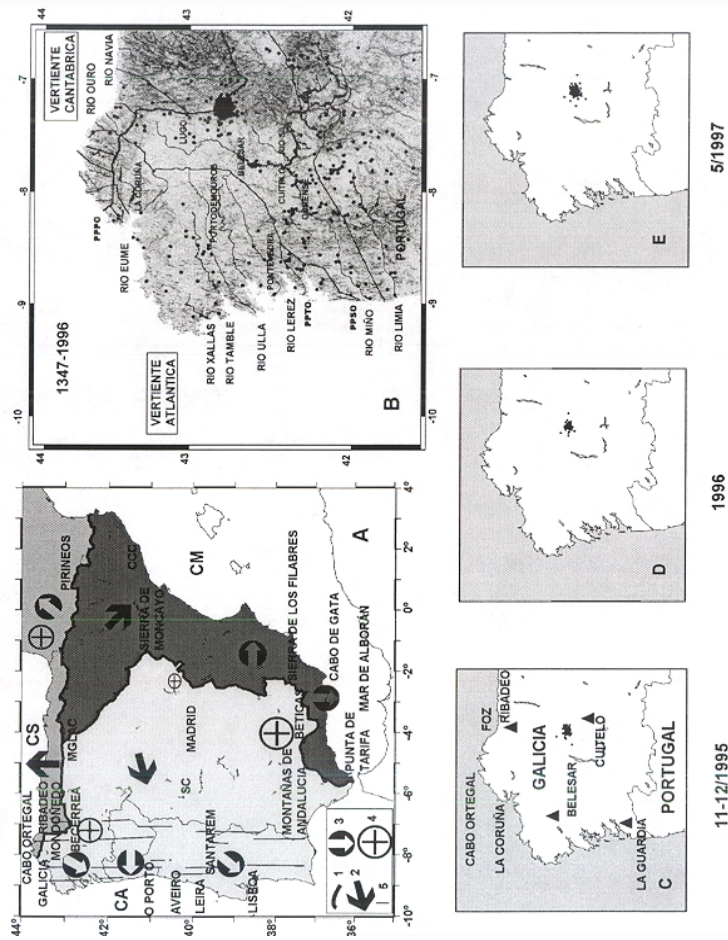


Figura 2. A) Esquema de la red fluvial de la Península Ibérica (1- Parteaguas Principal de Primer Orden (PPPO), 2- Dirección principal de la vertiente de las aguas superficiales, 3- Dirección secundaria de la vertiente de las aguas superficiales, 4- Zona de anomalías del PPPO); B) Esquema de la red fluvial del Noroeste Peninsular con la sísmicidad del periodo 1347-1995; C-D-E) Sísmicidad en el entorno de Sarría – Becerreá: 11-12/1995; 1996; 5/1997. (Triángulo negro = estación sísmica permanente; círculo negro = epicentro. Datos del Instituto Geográfico Nacional).

triángulo, puede ser considerada un bloque irregular entre las zonas de fuerte levantamiento de las Sierras Surorientales y Orientales y las zonas de Tierras Llanas (cuencas del Miño, Maceda y Xinzo de Limia) (Pagés y Vidal, 1998). En sus inmediaciones el Parteguas Principal de Primer Orden se desvía bruscamente hacia el NNO (Córdoba, 1998) (Figura 2B). Se supone que el lado sureste de esa región es una importante línea de debilidad tectónica que se extiende a lo largo del río Miño desde La Guardia hasta la intersección del río Sil y que se continúa al nordeste por el río Navia hasta el Mar Cantábrico (Cotilla *et al.*, 2000).

Sismicidad

Generalidades

La actividad sísmica de España se considera moderada en relación con otros países de la zona del Mediterráneo, destacándose éstos como los de mayor nivel de Europa. Según la opinión de Mezcuca *et al.* (1991), la sismicidad de la región Ibero-Mogrebí puede ser esquematizada en tres grandes sectores ($-30^{\circ}\text{O}/-25^{\circ}\text{O}$, $-25^{\circ}\text{O}/-13^{\circ}\text{O}$, $-13^{\circ}\text{O}/-10^{\circ}\text{O}$), siendo el más activo el central (Figura 1A). Por su parte, Udías y Buforn (1991) dedujeron, a partir de 14 mecanismos focales, que el patrón del esfuerzo tectónico regional es de máxima compresión horizontal en la dirección NO-SE. Esta sismicidad es la de mayor frecuencia y energía liberada, conocida como de entreplacas. Mientras que la del interior de la PI es de diferente tipo y a la que menos atención se ha prestado. No obstante, consideramos que no es menos importante que la primera y sí mucho más complicado su estudio.

En el contexto de la tectónica regional, la dinámica actual de la PI es una continuación natural en el tiempo del desarrollo histórico-geológico. Esa dinámica está justificada con la sismicidad determinada (histórica e instrumentalmente) y por las características neotectónicas observadas. Los terremotos más fuertes de España, todos históricos, son cuatro de IX (MSK) y ocho de VIII (MSK) (Mezcuca y Martínez Solares, 1983). Ninguno de ellos se localiza en Galicia. Sin embargo, en los catálogos de los Institutos Geográfico y Catastral (1962, 1966) y Geográfico Nacional (1979, 1980, 1982, 1996, 1999, 2000) y de Mezcuca y Martínez Solares (1983), se destaca que en Galicia hay eventos sísmicos propios (Tabla 2). La actual disposición de las estaciones sismológicas permanentes no permite darle un mismo nivel de cobertura a la PI, y en particular al territorio español. Las estaciones se concentran en aquellas áreas donde la incidencia de terremotos es mayor. Sin embargo, existe una importante limitación en esta propuesta, y es que muchos eventos (incluidos los fuertes), se producen en la parte marítima (Córdoba, 1998). No obstante, a partir de la interpretación de esos datos de sismicidad ha sido posible definir fuentes sismogénicas El Instituto Geográfico Nacional (1991a) obtuvo tres mapas de peligrosidad sísmica para España (escala 1:2,000,000) con métodos probabilísticos para períodos de retorno de 100, 500 y 10,000 años, con un total de 25 zonas fuentes. La

región de Galicia, según ese resultado, se caracteriza por valores de intensidad de IV-V grados (MSK), de VI grados (MSK) y de VI grados (MSK) para los períodos de 100, 500 y 1,000 años, respectivamente. También en el mapa de Intensidades Máximas Sentidas de España (escala 1:4,500,000) del Instituto Geográfico Nacional (1991a) Galicia está definida en valores de V-VI grados (MSK). Jiménez *et al.* (1999) delimitaron un conjunto de zonas (no coincidentes con el modelo anterior) que asumen es preliminar y del que no discuten sus diferencias con los mapas previos.

Tabla 2
Terremotos históricos más fuertes en Galicia (Mezcua y Martínez Solares, 1983)

<i>Fecha</i>	<i>Tiempo</i>	<i>Lat. N</i>	<i>Lon. O</i>	<i>Intensidad (MSK)</i>	<i>Localidad</i>
10.09.1866	-	43.24	-8.24	VII	La Coruña
29.04.1888	-	43.42	-7.30	V	Vivero, Lugo
22.08.1890	04:30	42.00	-8.36	IV	Tuy, Pontevedra
25.12.1895	18:00	42.20	-7.52	VI	Orense
24.05.1897	-	43.30	-8.14	V	Ferrol, Coruña
24.02.1904	-	42.00	-8.48	VI	Tomíño, Pontevedra
14.06.1904	02:00	42.24	-7.51	V	Cubreiro, Lugo
17.12.1904	-	42.54	-8.30	IV	Santiago de Compostela
25.04.1910	04:20	41.57	-7.26	V	Verin, Orense
24.11.1910	09:53	43.32	-8.15	VII	El Ferrol, Coruña
07.06.1911	09:40	43.00	-7.30	IV	Lugo
14.11.1915	09:37	43.24	-8.24	IV	La Coruña
26.11.1920	11:37:52	42.24	-8.36	VII	Pontevedra
21.05.1921	13:20	42.54	-8.30	IV	Santiago de Compostela
25.10.1925	18:15	42.53	-8.33	IV	Santiago de Compostela
12.12.1930	04:30	42.34	-8.49	V	Villanueva de Arosa, Pontevedra
20.06.1936	14:03:25	42.24	-9.48	V	Océano Atlántico
25.11.1944	23:52:38	43.40	-9.00	V	Océano Atlántico

En el catálogo (140 terremotos en total) de mecanismos focales [-30° O a 50° E, 35° N a 60° N] de Udías *et al.* (1989) no hay de la región de Galicia. En Herraiz *et al.* (1998) son presentados nueve mecanismos. Sin embargo, las soluciones de los eventos del 29.11.95 y 24.12.95 aunque diferentes de las obtenidas por el Instituto Geográfico Nacional, no se comentan. Esos autores se sustentaron en la investigación de corte sismotectónico llevada a cabo por Delouis *et al.* (1993) en Francia. De Vicente *et al.* (1997) sostienen que en el noroeste peninsular existe una deformación de edad Mioceno-Cuaternario a la cual se asocia una compresión horizontal máxima NO-SE en un campo muy constante. Esta dirección tendía más al norte en el pre- Mioceno Superior, por lo que deducen una rotación en el sentido antihorario del eje de máxi-

ma compresión. Además, aseguran que es la dirección NO-SE un claro reflejo de la movilidad en el Neógeno de la placa Iberia con relación a Eurasia. De ello se puede suponer, con cierta certidumbre, la continuación en el tiempo de la actividad de los distintos sistemas de fallas. Y también se puede asegurar hay una mejora sensible al aporte de Zoback *et al.* (1989).

Moreira (1985) reconoce para Portugal (al sur de Lisboa) un conjunto de estructuras lineales activas de dirección NE a las que se asocian eventos sísmicos y algunos tsunamis. Esas fallas se extienden en la parte continental y en la marina. Algunas de ellas son estructuras reactivadas. Espacialmente esta zona se corresponde con la Zona Sísmica 2 de Vegas (1985). Moreira (1991) también sugiere la relación de las fallas NE con la sismicidad y adelanta que algunos de los eventos sísmicos más fuertes de la región son precedidos, fuera de su área epicentral, por terremotos de tamaño medio. Esta conclusión significa que la presencia de una amplia zona de deformación pre-sísmica es consecuencia de su connotación regional. También se conoce de Zhidkov (1985) que las zonas de debilidad tectónica en la corteza terrestre (como límites de morfoestructuras activas) favorecen la modificación de los esfuerzos principales transmitidos desde placas (o bloques) vecinas y manifiestan entre sus características reológicas comportamientos de cizalla, por donde se disipa la energía. Es decir, que tienen asociados terremotos. También en España se vinculó la sismicidad con algunas estructuras neotectónicas menores (García Prieto *et al.*, 1991). Sanz de Galdeano y López Casado (1988) distinguieron para la región de las Béticas y su entorno inmediato un total de 23 fuentes sísmicas (no coincidentes con la propuesta del Instituto Geográfico Nacional, 1991a). Propusieron tres sistemas de fallas: 1) NO-SE, el más activo; 2) NE-SO, posiblemente activo; 3) N60E, el menos activo, pero con más nivel en las áreas de intersección (para los autores del presente trabajo son nudos) con otras fallas. Sistemas similares fueron señalados para Galicia y Granada por De Vicente *et al.* (1997) y Herraiz y Lázaro (1991), respectivamente. Carreño *et al.* (1991) no pudieron delimitar nuevas fallas activas, pero si establecieron que la fractura Cádiz - Alicante (N70E) es definitivamente activa en las zonas de intersección con fallas N300 (nudos para los autores del presente trabajo). Todo esto es no poco significativo, ya que también otros especialistas han detectado lo mismo para otras regiones (Arsovsky y Hadzievs, 1970; Gorshkov *et al.*, 2000; Gorielov *et al.*, 1973; Hernández *et al.*, 1990; Liu *et al.*, 1999; Rantsman, 1961; Schenkova *et al.*, 1995; Sykes y Seeber, 1985). Y de acuerdo con Buné y Reiman (1960) es factible establecer una relación con la magnitud y el fallamiento múltiple. Todo esto puede ser aplicado, perfectamente y con fiabilidad, a la PI y a Galicia en particular.

Específica

La representación de la sismicidad en Galicia para el período 1347-1996 (Instituto Geográfico Nacional) (Figura 2B) permite apreciar que los terremotos se distribu-

yen aproximadamente a manera de un círculo por las principales localidades [Ferrol, La Coruña, Santiago, Villa Nueva de Arosa, Pontevedra, Vigo, Tomiño, Tuy, Valencia do Miño y Melgaço (todas éstas de la parte oeste y más cercanas a la costa) y Allariz, Ourense, Viana del Bollo, Lugo y Vivero (hacia el interior y norte)]. Los eventos sísmicos determinados instrumentalmente que tienen una magnitud igual o superior a 4.5 aparecen en la Tabla 3. De la sismicidad del período pre-instrumental, dado su bajo nivel de intensidad, hay que extraer cuidadosamente conclusiones. En este sentido, resalta una aparente contradicción con la información contemporánea para el segmento Sarria-Becerreá, donde históricamente no hay información. La secuencia de las Figuras 2C, D y E permite distinguir algunos agrupamientos y alineaciones epicentrales que pueden ser relacionadas con la información morfotectónica (Córdoba, 1998). En Galicia, al igual que en el resto de la PI, se producen series sísmicas espaciadas en el tiempo. Ellas son menos frecuentes que en el sur de la Península, pero algunas son perceptibles por la población, como las de noviembre 1995- diciembre 1996 y mayo-junio 1997. El estudio de estas series, que son un proceso de liberación energética en el espacio y el tiempo, ayuda a entender, sobre la base de sus características, no sólo el proceso en sí sino también delimitar a los elementos sismogénicos (Córdoba, 1998). La denominación de los conjuntos de terremotos ocurridos en Sarria-Becerreá en 1979, 1995 y 1997 como series, induce al concepto de proceso sucesivo y relacional (*triggering*), incluso de relación entre las “series”.

Tabla 3
Terremotos de magnitud superior a 4.5 en Galicia (Instituto Geográfico Nacional)

<i>Fecha</i>	<i>Tiempo</i>	<i>Lat. N</i>	<i>Lon. O</i>	<i>Magnitud</i>	<i>H (km)</i>	<i>Localidad</i>
15.02.1979	10:11:59.0	42 45.6	-7 22.1	4.6	10	Sarria
29.11.1995	23:56:29.0	42 48.9	-7 18.6	4.6	9	Sarria
24.12.1995	14:29:21.3	42 50.2	-7 18.1	4.6	15	Sarria
21.05.1997	23:50:45.1	42 50.6	-7 16.6	5.1	9	Sarria
22.05.1997	00:17:21.0	42 42.6	-7 16.3	4.8	12	Sarria

En 1986 sólo había una estación sismológica en Galicia (Santiago), y en 1992 operaban cuatro. Ellas configuraron aproximadamente un cuadrado que cubría casi todo el territorio (Figura 2C). El Instituto Geográfico Nacional (1991b) indica que la detectabilidad en Galicia tiene un mínimo para terremotos de magnitud 2.8; mientras que Córdoba (1998) estima, con métodos de trigonometría esférica, que el entorno de Sarria-Becerreá tiene un nivel de detección regular (orden 3), para una escala de 4 niveles. Esto decide la utilización de los datos de terremotos del período 1979-1996 ($n \gg 300$ eventos), por considerarle el período más fiable para estimar la potencialidad sismogénica de la región. En este sentido se configuran las Tablas 4 y 5 y la

Figura 3. Al comparar esta información con la figura N020 de Herraiz *et al.* (1998) que sólo incluye a los sismos del período 1984-1995 con errores epicentrales e hipocentrales < 5 km es factible confirmar la buena calidad de nuestra interpretación. Así, el 85% de los eventos se concentra en el rango de magnitud 3.0-3.6 y el 90% de los eventos en profundidades de 4-16 km. En cuanto a la distribución espacial de los sismos se observa que la sismicidad se dibuja en forma de arco desde Cortegada a Burela (Figura 3A), pero con una marcada concentración en Sarria-Becerreá. Además, es significativo que antes de 1979 en esa zona “no existían” datos de sismicidad y que en la actualidad sí hay una “regularidad” de ocurrencia

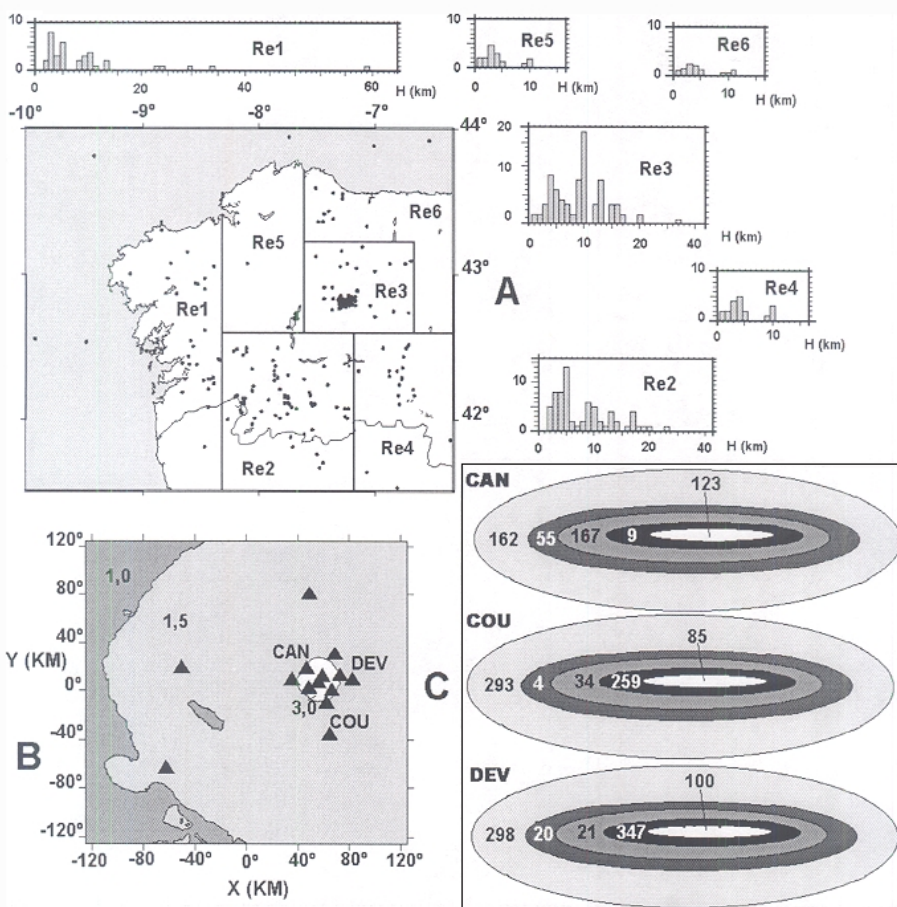


Figura 3. Estadística para seis zonas sísmicas del Noroeste Peninsular [A] Zonas sísmicas e histogramas; B) Localización de las estaciones sísmicas temporales entorno a Sarria-Becerreá (CAN= Cantera, COU= Courel, DEV= Deva) y sus errores de determinación; C) Cantidad de terremotos a partir de tres estaciones sísmicas (CAN, COU, DEV). Círculo negro = epicentro; triángulo negro = estaciones sísmicas temporales].

con magnitudes inferiores a 3.0. Tal situación puede interpretarse como la continuación de las series, que desde el punto de vista físico no tiene sentido dada la baja magnitud de los eventos principales. Tiene mayor fundamento físico que ahora hay una mayor atención de la población y las autoridades, incluso de la comunidad científica.

Tabla 4
Terremotos por rangos de magnitud y profundidad en Galicia

<i>H (km)</i>	<i>Cantidad</i>	<i>Magnitud</i>		
		2.0-2.9	3.0-3.9	4.0-4.6
0-10	210	102	106	2
10-20	51	14	37	
20-30	9	4	4	1
<i>Total</i>	<i>270</i>	<i>120</i>	<i>147</i>	<i>3</i>

Tabla 5
Complejidad de los terremotos de Galicia por períodos

<i>Período</i>	<i>Cantidad</i>	<i>Terremotos con</i>	
		<i>Magnitud</i>	<i>Profundidad (km)</i>
1347-1700	1	-	-
1700-1800	4	-	-
1800-1900	21	-	-
1900-1960	60	2	-
1960-1984	29	19	16
1984	3	3	3
1985	-	-	-
1986	2	2	2
1987	14	14	14
1988	25	25	25
1989	16	16	16
1990	17	17	17
1991	21	21	21
1992	32	32	32
1993	15	15	15
1994	25	25	25
1995	112	112	112
<i>Total</i>	<i>397</i>	<i>303</i>	<i>298</i>

La sismicidad de la región noroeste de la PI se puede esquematizar en cinco regiones (Re1, Re2, Re3, Re4, Re5) (Figura 3A). Para cada una de ellas se ha confeccionado un histograma en función de la profundidad. Sobre esa base destaca

que la Re3 es la más activa. Para clarificar esa zona operó una red de microsismicidad con once estaciones de tres componentes en el período 15.07.97-25.08.97, en las inmediaciones de las localidades de Sarria-Becerreá-Samos-Triacastela-Baralla (Figura 3B) (Córdoba, 1998). Ellas cubrían con dos anillos concéntricos el área de Sarria-Becerreá. Sin embargo, aquí sólo se presentan los resultados de los 516 registros de la estación más inmediata al epicentro (Cantera=CAN), localizada entre las localidades de Gilfrei y Vilaesteva. La figura 3C evidencia que la actividad sísmica se genera en un volumen de corteza muy reducido (“bulbo de deformación”) muy próximo al emplazamiento de la mencionada estación. Basándose en la distribución espacial de los terremotos registrados, se puede asumir la existencia de dos zonas sismogénicas. La primera abarca los intervalos 1 y 2, y supone una actividad generada en el volumen del cilindro centrado en la estación CAN, de 20 km de generatriz (profundidad hasta la que se localizan los hipocentros) y unos 50 km de radio. La actividad disminuye en el volumen comprendido entre los bordes externos de este cilindro y de otro concéntrico de unos 70 km de radio, para incrementarse nuevamente (221 eventos) en un tercer volumen comprendido entre el cilindro anterior y otro de unos 130 km de radio. Esas dos zonas sismogénicas están interconectadas y, en este sentido, permiten considerar con buen margen de certidumbre la existencia de un nudo o cruce de al menos dos líneas de debilidad tectónica. Al considerar para el análisis a las estaciones DEV (Deva) y COU (Courel) [situadas en el primer anillo junto con CAN] se verifica que al menos 126 temblores se generaron en un entorno de las localidades de Sarria y Becerreá inferior a 40 km y que el número de eventos aumenta hasta 304 cuando la distancia se extiende a 130 km.

El procesado de los datos de sismicidad permitió realizar dos conjuntos complementarios de mapas, densidad de epicentros (DE) y actividad sísmica (AS). Las técnicas y la metodología para el tratamiento de la información están en Riznichenko (1960, 1964, 1968, 1992) y ha sido aplicada con éxito, entre otros, por Álvarez *et al.* (1985) y Cotilla *et al.* (1997), para el Caribe, y por Buné y Reiman (1976, 1992) y Riznichenko y Gorbunova (1968) para Europa y la ex-URSS, respectivamente. Las Figuras 4A y B recogen la variante 2, de las cuatro realizadas para cada tipo. De ellas es factible interpretar que la mayor cantidad de eventos sísmicos y la energía liberada asociada se produce en una banda estrecha de dirección NE-SO y en particular, el máximo se localiza en el entorno de Sarria-Becerreá.

Según la figura 27 del Instituto Geográfico Nacional (1997), la solución preliminar del mecanismo del terremoto principal de la serie de ese año en Sarria-Becerreá (27.05, M=5.1) indica que las fallas que se han activado dan un movimiento de fallamiento inverso con componente de desgarre y gran ángulo de buzamiento. Mientras que la solución determinada para los terremotos del 29.11.95 y 24.12.95 (M=4.6) dan una solución similar (fallamiento inverso con componente de desgarre) al evento mencionado, pero las fallas no tienen el mismo rumbo. Esto permite a los especialistas del Instituto Geográfico Nacional (1997) asegurar que el esfuerzo

compresivo es el responsable de la fracturación producida, y que por estar separados (espacialmente) los tres terremotos, los sistemas de fallas son distintos. La distancia es del orden de 10 km. De esto se puede reconocer en ese entorno: 1) la actividad de sistemas de fallas de diferentes características geométricas; 2) que hay serias discrepancias de interpretación de los datos y en el alcance de los métodos utilizados.

El Instituto Geográfico Nacional (1991a) delimitó en Galicia dos zonas sismogénicas de dirección NE-SO (La Coruña-Pontevedra-Ourense y Lugo). La segunda de ellas es la de menor dimensión y tiene seis subzonas, mientras que Jiménez *et al.* (1999) delimitaron en Galicia sólo una zona. Recientemente, Rueda y Mezcua (2001) proponen siete zonas, introduciendo dos de ellas hacia la parte marítima atlántica. En general, el primer y tercer trabajo muestran un predominio de las orientaciones NE de las zonas sismogénicas, que se contraponen a 90° con la dirección de esfuerzos determinada por Herraiz *et al.* (1998). Además, se ha asumido, con cierto fundamento, que la actividad sísmica que existe en la parte marítima, dado el nivel determinado en la parte meridional de la PI, se vincula directamente con la parte continental por estructuras disyuntivas transversales. Luego, con toda esta información es posible asegurar que la sismicidad de Galicia es importante, pero que ha sido subestimada en el pasado y debe ser controlada mejor con la instalación de al menos otra estación sismológica permanente. Y al margen de las imprecisiones epicentrales, se ha observado una ajustada relación espacial entre la sismicidad y el embalse de Belesar, en el río Miño (Figura 2B).

Campo macrosísmico

Córdoba (1998) evalúa y mejora los trazos de 10 isosistas del catálogo preparado por Mezcua (1982), lo cual le permite realizar una primera clasificación en zonas de isosistas. No obstante, como la tarea de la reevaluación es muy extensa y compleja, que escapa del objetivo propuesto en esa investigación, toma un camino alternativo como en Cotilla *et al.* (1991a). Tal decisión conduce a un resultado preliminar, pero que permite presentar un poco mejor depurada la información. Las agrupa en tres partes independientes (zona del oeste de Galicia, zona de Lugo-Becerreá y zona del norte) atendiendo a la orientación del eje principal y la situación del epicentro (Tabla 6; Figuras 4 C, D y E). Cada una de las zonas se ajustó a un modelo de isosistas elípticas. Dos de esas zonas tienen el epicentro en la parte marina (Figuras 4C y D) y la tercera entre las localidades de Lugo y Becerreá (Figura 4E).

En primera aproximación, con la clasificación realizada es posible suponer una relación entre elementos tectónicos nuevos y las isosistas. La orientación de los ejes principales de las isosistas marca la dirección del elemento sismoactivo. Así, para el oeste de Galicia, la estructura sismogénica tiene una dirección NE y se extiende desde el Atlántico a la parte continental. Para Lugo-Becerreá las isosistas indican que en las inmediaciones de esas localidades el elemento sismoactivo también es de

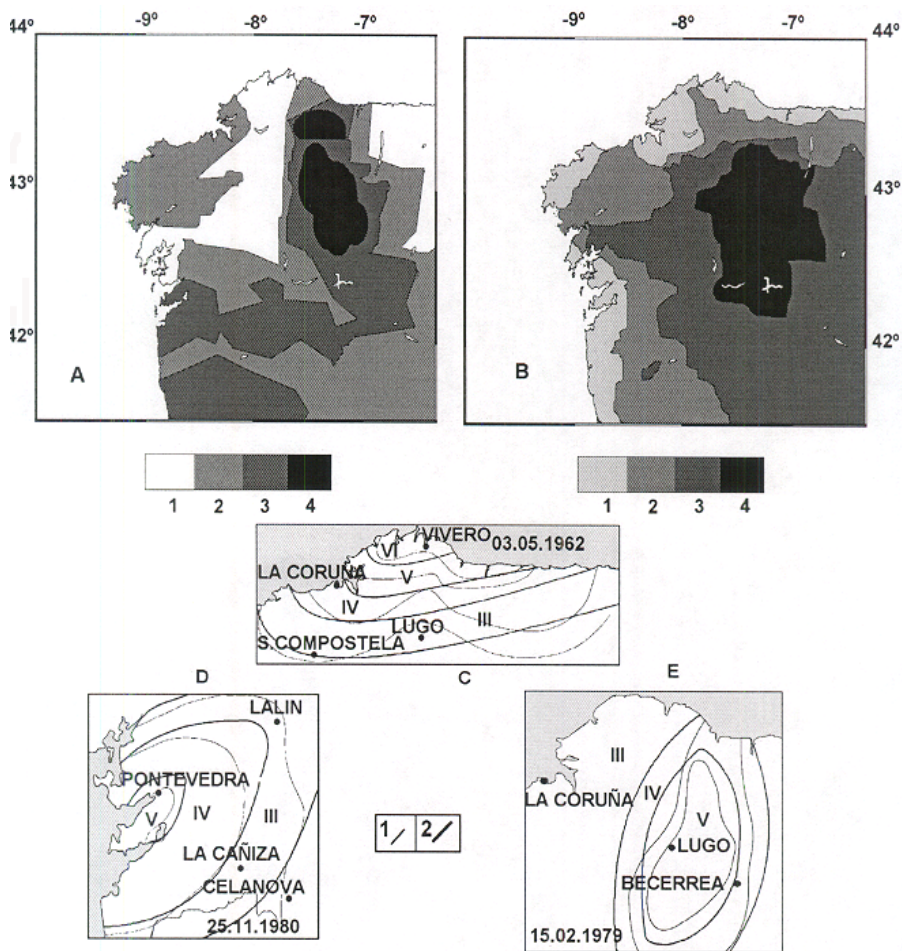


Figura 4. Mapas sísmicos para el Noroeste Peninsular [A] Densidad de epicentros (1: 0, 2: 1-25, 3: 26-40, 4: >41); B) Actividad sísmica (1: 0.5-10, 2: 11-20, 3: 21-30, 4: >31); C-D-E) Zonas de isosistas del Noroeste Peninsular {C) Parte norte, ejemplo del 03.05.1962; D) Parte oeste, ejemplo del 25.11.1980; E) Parte Lugo-Becerreá, ejemplo del 15.02.1979 (Ver Tabla 6)} (1- Zona modelo, 2- Ajuste elíptico)].

Tabla 6
Datos de las isostasias (Mezcua, 1982) utilizadas para el modelado

Parte A. Zona oeste de Galicia									
No.	Fecha	Tiempo hh mm ss	Imax (MSK)	M	Lat.N; Lon.0	h (km)	Estaciones sísmicas	Localidad	Escala original
71	26.11.1920	11 37 52.0	7	-	42 24.0; -08 36.0	-	8	Pontevedra	1:1,500,000
244	20.02.1979	14 48 33.0	4	3.4	42 18.9; -07 52.2	10	11	Ourense	1:500,000
255	06.10.1980	23 04 32.0	5	3.4	42 20.0; -08 40.0	-	2	Marín-Pontevedra	1:500,000
257	25.11.1980	00 16 24.6	5	-	42 25.4; -08 21.0	5	9	Puente de Caldelas, Caldas de Reyes-Pontevedra	1:500,000
Parte B. Zona de Lugo-Becerreá									
No.	Fecha	Tiempo hh mm ss	Imax (MSK)	M	Lat.N; Lon.0	h (km)	Estaciones sísmicas	Localidad	Escala original
243	15.02.1979	10 11 59.0	5	4.6	42 45.6; -07 22.1	10	15	Sarria-Lugo	1:1,250,000
251	18.12.1979	05 47 34.6	6	4.2	42 53.3; -07 09.8	20	18	Becerreá-Lugo	1:750,000
Parte C. Zona del norte									
No.	Fecha	Tiempo hh mm ss	Imax (MSK)	M	Lat.N; Lon.0	h (km)	Estaciones sísmicas	Localidad	Escala original
32	24.11.1910	09 53 20.0	7	-	43 32.0; -08 15.0	-	3	El Ferrol-La Coruña	1:1,000,000
107	16.10.1938	02 19 45.0	7	4.9	43 15.0; -03 37.0	-	6	Arredondo-Santander	1:1,000,000
198	03.05.1962	23 27 22.8	6	4.3	43 53.0; -07 00.9	5	10	Cantábrico-La Coruña	1:1,000,000
216	18.12.1966	13 51 36.0	6	3.8	43 15.0; -03 18.0	-	3	Embalse Ordunte-Burgos	1:5,000,000

orientación NE. Mientras que para la zona del norte, dada la diáfana orientación de las isosistas empleadas, el sistema activo es E-O. A partir de la figura 33 del Instituto Geográfico Nacional (1997) se observa la forma, prácticamente circular, de las isosistas de valor VI y V grados (MSK) del terremoto del 21.05.1997. El isovalor VI incluye a las localidades de Sarria, Samos, As Nogas, Becerreá, Baralla, Lancara y Corgo. Esta forma circular puede indicar que el epicentro está en un cruce de fallas mutuamente perpendiculares, que Córdoba (1998) identifica a partir de la perceptibilidad del mencionado terremoto en Gilfrei y Vilaesteva. Mientras que la Figura 4.3 de Rueda y Mezcuca (2001) representa de otra forma las isosistas de ese mismo terremoto. Esta nueva variante permite interpretar también la existencia de al menos dos sistemas de fallas activas, cortantes entre sí, con ángulo inferior a 90°, pero en la que una de ellas funciona como la principal y la otra como la subordinada. Así, la principal tiene dirección NO (que es coincidente con una alineación entre las localidades de Gilfrei y Vilaesteva) y la subordinada E-O. Estas isosistas, a pesar de estar en el entorno de Sarria-Becerreá, no se ajustan al patrón de Lugo-Becerreá.

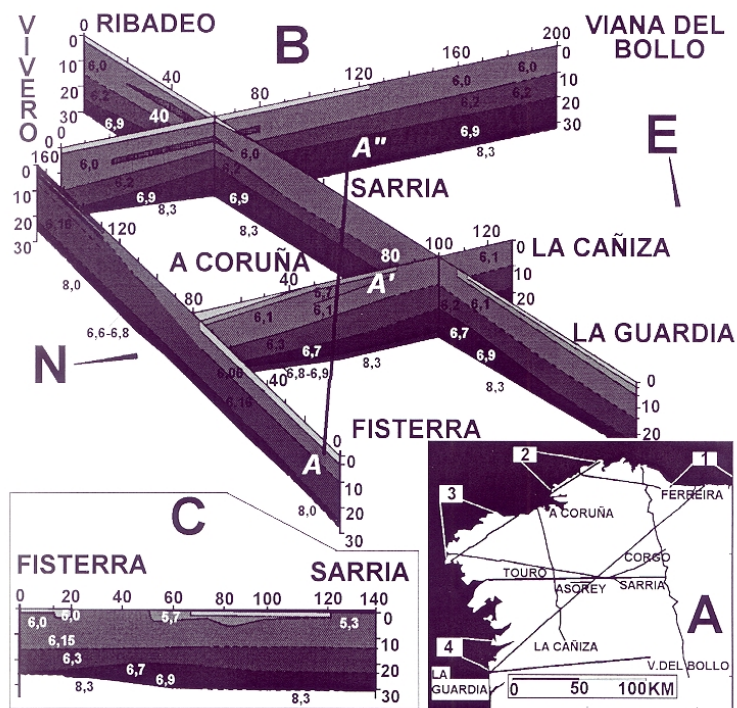


Figura 5. A) Líneas de los perfiles sísmicos del Noroeste Peninsular. Se indican cuatro segmentos de costa donde se realizaron investigaciones geomorfológicas: 1-Navia-Foz, 2- Cabo Ortegal-Ría del Ferrol, 3- La Coruña-Cabo de Fisterra, 4- Ría de Vigo-La Guardia { Ver Tabla 7}; B) y C) Modelo litosférico general.

La profundidad de la capa sismoactiva en Galicia se estima es inferior a 30 km (Córdoba, 1998). Este estimado se obtuvo a partir de la estadística de terremotos, las evaluaciones del campo macrosísmico (con las isosistas), las relaciones empíricas de longitud y profundidad de las fallas, y los datos de perfiles sísmicos.

Perfiles sísmicos

Córdoba (1986), con una red de perfiles sísmicos (reflexión y refracción) (Figura 5A), determinó que en Galicia la corteza se divide en tres capas (superior, media y profunda) con espesores de 13, 8 y 10 km, respectivamente, y con velocidades de 6.0, 6.2 y 6.7-6.9 km/s, respectivamente (Figuras 5B y C). Además aseguró que el manto superior se localiza a una profundidad de 26-32 km y que posee una velocidad de 8.0 km/s en el norte y 8.3 km/s en la parte central de Galicia. Posteriormente, Córdoba (1998) consideró los resultados de González *et al.* (1999) y Téllez y Córdoba (1996) y realizó dos perfiles de dirección O-E (desde el océano al interior de Galicia, ≈ 500 km) y paralelos entre sí. El primero de esos perfiles pasa por el Cabo de Fisterra-sur de Lugo-Becerreá; mientras que el segundo, más al sur, corta Baiona-Cortegada-Allariz (sur de Ourense). En ambos se aprecia, perfectamente, el adelgazamiento de la corteza desde la parte continental ($h \approx 30$ km) a la parte marina ($h \approx 20$ km); pero con diferente geometría (Figuras 6A y B). También se percibe que la estructura de la corteza está supeditada a una sucesión de capas con diferentes velocidades. Para la parte continental esos perfiles se diferencian significativamente en sus espesores y composición (Figuras 7A y B). En la Figura 7A se muestra la variación significativa de la corteza para un perfil de 6 km de profundidad. Esta estructura cortical se justifica con un sistema de fallas de buzamiento casi perpendicular. Y la Figura 7B tiene una cuña de alta velocidad, de aproximadamente 60 km de longitud y con una profundidad de 5-10 km, en el entorno de Sarria-Samos-Triacastella-Baralla-Becerreá.

El margen oeste de la PI, desde el Banco de Galicia a Baiona, está caracterizado por un sistema de fallas lítricas de dirección N-S que definen una estructura de graben, la cual se atenúa en la parte continental emergida (Figura 7C). Es decir, hay en Galicia una diferenciación litosférica en la dirección N-S para una línea imaginaria que pasa desde Fisterra a Becerreá. Esto se interpreta en la parte continental emergida con el análisis de la red fluvial (Cotilla *et al.*, 2000), y de los tramos costeros (Cotilla y Córdoba, 2000). Los resultados de Fernández-Viejo *et al.* (1998) para el Margen Norte de la Península Ibérica muestran una significativa diferencia estructural entre las partes del Norte de Galicia y del Norte de Cantabria. Para la primera parte la transición continente – océano muestra una abrupta pendiente en las inmediaciones del contacto, pero en ambas partes la superficie de Moho es aproximadamente horizontal. Mientras que en la parte del Norte de Cantabria se determina una mayor complicación tectónico-estructural, por la presencia de los bloques continen-

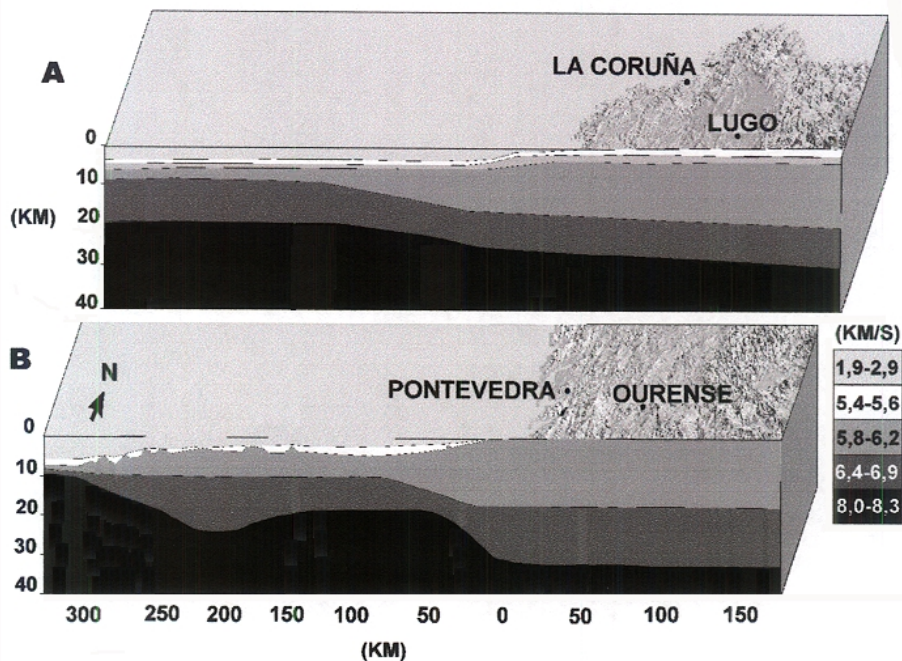


Figura 6. Modelos litosféricos del Noroeste Peninsular [Tramo oeste-este: A) Cabo de Fisterra-sur de Lugo-Becerreá; B) Baiona-Cortegada-Allariz.

tales en las inmediaciones de las Montañas Cantábricas y como resultado de un proceso de subducción. Esto explica adecuadamente el gran espesor de la corteza de esta zona, así como también se puede entender que la reactivación alpina fue más importante que en la parte de Galicia.

En general, la interpretación de los perfiles sísmicos y las mayores morfoestructuras (mesobloques montañosos) en Galicia demuestra una relación directa. Así, en la Figura 6.1 de Córdoba (1986), tramo Cabo Ortegá-sur de Cedeira, se distingue a partir de este último punto una importante inflexión descendente al suroeste, de las capas de la corteza. Además, es en esta zona donde el Parteaguas Principal de Primer Orden alcanza la costa. Cotilla y Córdoba (2000) efectuaron una evaluación de las formas y los tipos del relieve de costa y sus relaciones con las estructuras continental y submarina adyacentes apoyados en la información de los perfiles sísmicos. En la Tabla 7 se presenta, para cuatro tramos costeros de Galicia (Figura 5A), un resumen de los resultados geomorfológicos logrados. Estos últimos fueron obtenidos a partir de la revisión bibliográfica y la cartografía de los elementos del relieve (formas lineales y de áreas) enmarcados en la morfoescultura y la morfoestructura. En este sentido se comprobó que en Galicia existe un importante control estructural en la

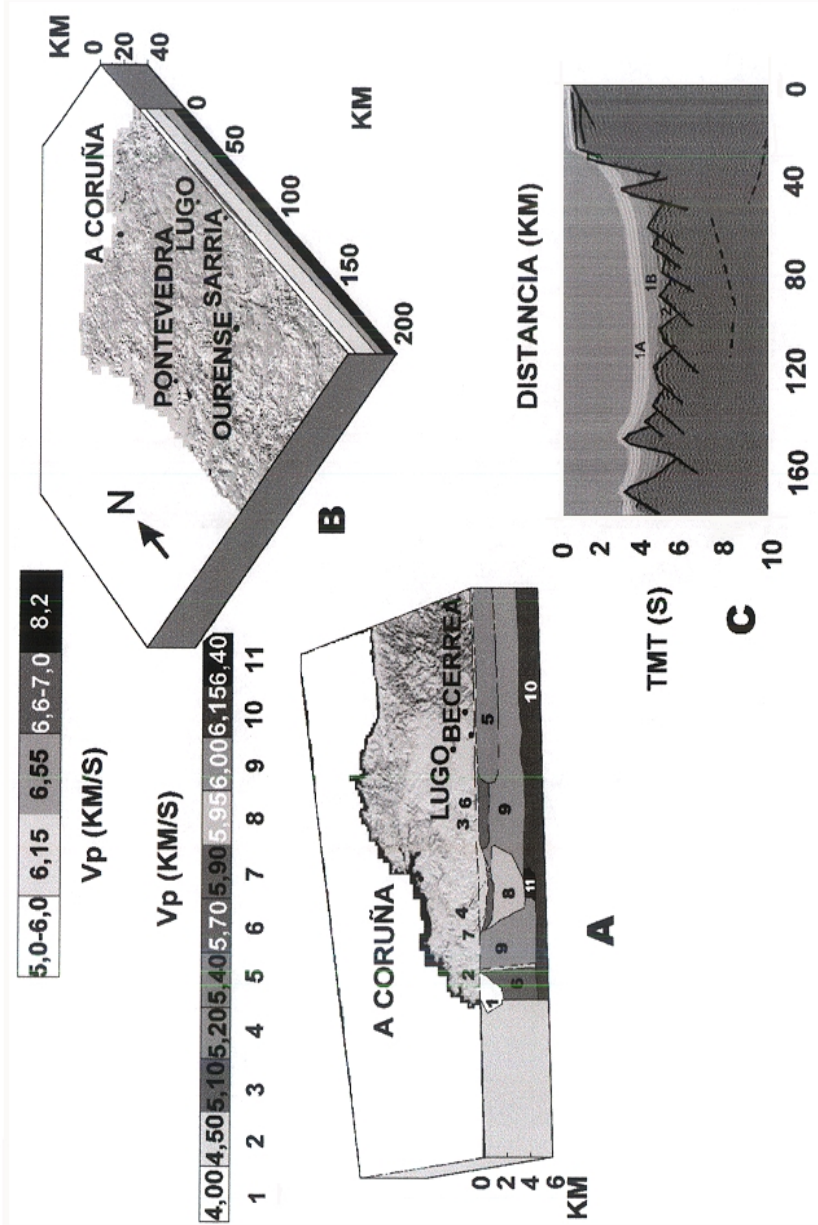


Figura 7. Modelos detallados de corteza del Noroeste Peninsular y fallamiento ístrico en la parte marina. A) Ría de Mouros e Noia- Becerreá; B) Ribadeo- Samos, C) Fallas ístricas de la parte marina en el oeste de Galicia.

dinámica de las costas y que ellas reflejan la diferente tendencia al levantamiento de los bloques. El perfil La Coruña-La Cañiza, de dirección aproximada N-S, muestra que a partir del segmento Ría de Muros e Noia-Embalse de Portodemouros y en dirección norte hay una tendencia a la inflexión de la corteza al noroeste. De esta forma, la parte al sur del mencionado segmento lineal está más elevado. Y para el perfil Ribadeo-La Guardia se distingue, al sur de Cea (oeste de Cuitelo) y en dirección sur (hacia La Guardia), una inflexión de la corteza que se corresponde con la cuenca de Ourense.

Metodología

Los criterios y principios de la clasificación morfoestructural son numerosos y diversos (Cotilla *et al.*, 1991b; Jain, 1980). No obstante, hay un conjunto fundamental de métodos de campo y gabinete (cualitativos y cuantitativos) que en general se sintetizan en Filosofov (1960). Ellos permiten el análisis e interpretación: 1] de mapas topográficos a escala: a] grande (1:50,000-1:100,000) y de las fotos aéreas, b] escala media y pequeña (1:500,000-1:1,000,000) y de las imágenes y fotos satelitarias; 2] de mapas batimétricos; 3] morfométrica del relieve (a partir de la confección de los mapas o esquemas: hipsométrico, de cotas máximas y cotas mínimas, disección vertical y horizontal, ángulos de pendientes (medios y máximos), intensidad potencial de la erosión fluvial, morfoisohipsas, isobasitas, diferencia de isobasitas, etc.); 4] de los elementos lineales del relieve a diferentes escalas (dirección y magnitud); 5] de la red hidrográfica (ríos, divisorias y cuencas); 6] de las características geológicas, tectónicas y geofísicas (incluyendo la sismicidad). Cotilla *et al.* (1991b) recomienda emplear además los métodos: A) Fluviales (Cox, 1994; Hack, 1973; Merritts y Herterbergs, 1994; Sherve, 1966; Strahler, 1957) {1) El coeficiente de sinuosidad, K_s (relación entre la medida recta y la medida curva de los elementos lineales del relieve [ríos, parteaguas, etc.]; 2) El factor de cambio significativo de pendiente en las cuencas y los ríos, FC_{cf} ; 3) El índice de simetría/asimetría de las cuencas fluviales por sus divisorias y por el curso fluvial, IS_{cf} / IAS_{cf} ; 4) El índice de la forma y orientación de las cuencas, IF_{cf} / IO_{cf} ; 5) El factor de cambio espectral de las cuencas F_{ccc} }; B) Hipsométrico-Fluviales {1) La intensidad potencial de la erosión fluvial, IPEF; 2) El índice de altitud / número de intersecciones de ríos, I_{ai} ; 3) El índice de orientación / longitud de río, I_{ol} . Aquí se determina no sólo el gradiente de los movimientos neotectónicos verticales y la influencia de los procesos exógenos (Hernández *et al.*, 1990; Cotilla *et al.*, 1997), sino que también es factible distinguir las tres categorías principales del relieve considerados en la metodología morfotectónica: 1) Unidades Territoriales (bloques de distinto rango); 2) Zonas limítrofes entre ellas (morfoalineamientos); 3) Lugares de interacción entre los morfoalineamientos (intersecciones y nudos).

El análisis detallado de la red fluvial también implica la definición y la clasificación jerárquica de los parteaguas (divisorias) (Korzhuev, 1979). Estos elementos lineales reflejan, por lo general, muy bien la actividad neotectónica de una región. El análisis de los parteaguas no se debe reducir a una pequeña área o región, sino que se tiene que extender a un nivel taxonómico muy alto, ej. la PI (Córdoba, 1998). Cotilla *et al.* (1991b) considera que los parteaguas (P) se pueden distinguir en una sucesión ordenada jerárquicamente a partir de un orden o nivel superior (principal). Ese nivel principal se define cuando el parteaguas delimita, sin ambigüedad, grandes cuencas fluviales (ej. Cuenca del Atlántico), y se denomina Parteaguas Principal de Primer Orden (PPPO), y que evidentemente es uno. Seguidamente, el nivel inmediato inferior es el Parteaguas Principal de Segundo Orden (PPSO), que se establece sin interrupción desde el PPPO hasta la línea de costa. En las grandes cuencas hay siempre más de un PPSO, pero que definen áreas menores que el PPPO. Desde este PPSO se dibuja un número mayor de líneas divisorias, los Parteaguas Principales de Tercer Orden (PPTO), y en consecuencia resulta una mayor cantidad de cuencas, que se prolongan hasta las líneas de costa. El procedimiento es similar en el resto.

En la tarea morfoestructural resulta útil, como otro complemento de la clasificación, la metodología de Krestnikov (1987), que se fundamenta en la hipótesis de la existencia de niveles geomorfológicos (o superficies de nivelación). Éstas se localizan teóricamente en las partes más altas de los sistemas montañosos y se caracterizan por su disposición casi horizontal o poco inclinada hacia la periferia de las cordilleras. En general, las superficies de nivelación constituyen grupos concéntricos y escalonados que enlazan terrazas marinas y fluviales con los niveles más altos. Es común asumir que los niveles más altos son los más antiguos del sistema y que se corresponden con las divisorias de las aguas. En la inmensa mayoría de los casos esta disposición regular se perturba por la actividad erosiva, conduciendo a la configuración de cimas aisladas. Las superficies de nivelación generalmente no poseen sedimentos, pero ellos son necesarios para su adecuada datación. A partir de los valores altimétricos de las superficies de nivelación y de su relación espacial es posible estimar la amplitud (en la vertical) de los movimientos neotectónicos (Dumitrashko y Lilienberg, 1954). En un sentido similar, con los datos de perforaciones geológicas profundas se puede establecer la movilidad y el rango de ascenso y descenso de una región (Glasko, 1984). Para la toma de decisiones este resultado se debe comparar-contrastar con el conjunto de resultados alcanzados con los métodos descritos en párrafos precedentes y sin olvidar la dinámica horizontal. De una forma análoga Gladfelter (1971) realizó un estudio del Sistema Central Español.

Sobre la base del estudio de Córdoba (1998) las Unidades Territoriales de la PI se dividen en seis rangos (megabloque, macrobloque, mesobloque, bloque, microbloque y nanobloque). El primero (megabloque) es el territorio de mayor dimensión con un tipo único de proceso orogénico y con determinados rasgos definitorios del relieve, pero con un mismo comportamiento geodinámico en la ac-

tual etapa del desarrollo geológico. Esta Unidad Territorial corresponde a la microplaca Península Ibérica (megabloque Iberia para los autores). A su vez, para la subdivisión de esta Unidad en otras de rango inferior (macrobloque, mesobloque, bloque, microbloque y nanobloque) se consideran las siguientes evidencias: nivel máximo de las alturas de las cadenas, carácter de la composición y orientación de los grandes elementos del relieve; dirección de los movimientos tectónicos; etc. En particular el macrobloque se distingue, fundamentalmente, por el tipo de proceso orogénico y por las características tectónicas de gran escala. Mientras que el mesobloque (evidentemente incluido en el macrobloque) se diferencia por el tipo de relieve predominante, los promedios de los parámetros del relieve y el patrón de los elementos del relieve. La diferenciación de los bloques (siempre contenidos en los mesobloques) se obtiene con la historia neotectónica y las singularidades de los parámetros del relieve. Los microbloques y nanobloques resultan de las características cuantitativas de los grandes elementos del relieve que contienen, total o parcialmente.

Las zonas lineales del relieve que limitan a las Unidades Territoriales son denominadas alineamientos morfoestructurales o morfoalineamientos. Ellas se subdividen en rangos de acuerdo a la jerarquía de las unidades que separan (Cotilla y Córdoba, 2000). Pueden ser clasificados también en base a la dirección como longitudinales y transverso-diagonales. Evidentemente, ellas son líneas de debilidad tectónica (LDDT) y en consecuencia, con movimientos tectónicos asociados. Estas estructuras que son expresión de la actividad tectónica más reciente se clasifican como de primer rango cuando poseen un ancho mayor de 50 km y más de 1,000 km de extensión (ej: el límite de placas África-Eurasia). Ellas pueden tener en su trazo modificaciones en la morfología y la cinemática. Un alineamiento morfoestructural puede no corresponderse necesariamente con una falla indicada en un mapa tectónico, pero esto no significa que no esté asociado con actividad sísmica. Los alineamientos longitudinales son aproximadamente paralelos a las formas principales del relieve. Ellos, por lo general, representan los límites de estas formas, que pueden aparecer como sistemas de bloques estrechos y alargados. Mientras que los alineamientos transversales son aquellas estructuras que cruzan o cortan (generalmente en las terminaciones) con ángulos importantes a los primeros. Mientras que los nudos morfoestructurales son aquellos lugares de intersección entre dos o más morfoalineamientos. En la mayoría de los casos se forman por la intersección de morfoalineamientos longitudinales y transverso-diagonales, pero pueden estar constituidos por la convergencia de varios alineamientos. Por definición, el nudo tiene un ancho mucho mayor (~20-200 km) que el alineamiento y forma circular, para una primera etapa de investigación. Aquí el radio para los nudos es de 25 km y está en concordancia con los resultados obtenidos a partir de las relaciones de Riznichenko (1976) para sismos de hasta $M=6$. Los nudos son elementos de interés, no sólo porque en ellos se puede producir la reactivación de las fallas longitudinales dada su intersección con

las transversales, sino también porque es mayor la probabilidad de ocurrencia de terremotos (Gabrielov *et al.*, 1996; Liu *et al.*, 1999; Zhidkov *et al.*, 1975). De hecho, los nudos son las áreas de mayor debilidad tectónica (Arsovsky y Hadzievsky, 1970; Assinovskaya y Solovyev, 1994).

Resultados

A partir de los datos presentados en el epígrafe Datos, Métodos y Metodología, de los recorridos de campo y de la interpretación de los materiales fotográficos y digitales del relieve empleados (Figura 1C), se ha visto que las terrazas marinas y fluviales, y los complejos y estructuras de las zonas de Galicia-Tras-Os-Montes, Centro Ibérica y Asturoccidental Leonesa, se encuentran afectados y desplazados en distintos sectores por fallas recientes. Esta fracturación en Galicia tiene definida su edad entre el Neógeno y el Cuaternario. La tectónica de fracturación neogena es más intensa que la del Cuaternario. Sin embargo, esta última tiene importancia sólo en ciertos sectores. Es sobre esta base que se puede entender la existencia de una tectónica de bloques a la que se puede asociar la sismicidad de interior de placas. La tectónica de bloques en Galicia ha sido reconocida por otros autores, entre ellos el Instituto Geológico y Mínero (1997). De otra parte se puede asegurar, sobre la base de los datos del epígrafe de Sismicidad y Campo Macrosísmico, que en Galicia: 1) no hay información que algún terremoto haya provocado el desplazamiento en superficie de una falla; 2) hay relación espacio-temporal entre terremotos y elementos lineales del relieve. Muchos de estos últimos no se identifican como fallas. No existe entre los materiales bibliográficos consultados, incluso en Rey Pastor (1956) e Instituto Geográfico Nacional (1992), siquiera un modelo sismotectónico que explique coherentemente la sismoactividad de Galicia.

En la red fluvial de Galicia se distinguen dos vertientes principales, la Cantábrica y la Atlántica (Figura 2A). La segunda de ellas es de mucho mayor extensión superficial que la primera, aunque de pendiente mucho menor. Hay un total de 40 cuencas a partir de la definición del PPPO, localizando 15 al norte y 25 al sur. En general, las cuencas del norte son de figura rectangular y con fuertes pendientes, y manifiestan en conjunto un basculamiento al noroeste. En este sentido, para el segmento Cabo Ortegal-Ría de Santa Marta de Ortigueira, la asimetría fluvial es al oeste, la Ría de Barqueiro es aproximadamente simétrica y la Ría de Vivero tiene un perfil asimétrico al este. Además, es destacable el perfil encajado (forma de V) de la mayoría de los ríos de orden inferior y su confluencia aproximada a 90° con los ríos de mayor orden. Todo esto se puede interpretar como una fuerte tendencia al levantamiento de la zona. El PPPO de la PI tiene una importante flexión norte-sur en el entorno de la localidad de Becerreá (Figuras 2A y B). Este PPPO pasa por Santalla con dirección NO hacia Gilfrei y Vilaesteva (entre Sarria y Becerreá), luego tuerce hacia Becerreá y posteriormente se desvía hacia Mondoñedo. En estas localidades se han producido

los mayores daños estructurales en edificaciones de Galicia por terremotos. Tanto los PP como la red fluvial en Galicia están deformados y ello facilita trazar alineaciones de diferente orientación y longitud. Los PPSO al norte del PPPO son cortos y rectilíneos, mientras que los del sur son mucho más extensos y sinuosos. Así, el PPSO del río Miño (localizado en el margen oeste) tiene un escalonamiento sucesivo a partir del embalse de Belesar. Esta situación también se aprecia en los sistemas de terrazas fluviales. Al sur del PPPO, en las Rías de Ferrol y de Ares, hay una sucesión de cuencas definidas con los PPSO con orientación latitudinal, lo cual está asociado a la presencia de fallas. Mientras que las Rías de Betanzos y de La Coruña tienen dirección NO y manifiestan asimetrías en sus partes sur y norte, respectivamente. Esto se puede interpretar como una tendencia ligera al levantamiento de la zona. Todas las cuencas fluviales delimitadas al sur del PPPO con PPTO tienen franca orientación NE-SO; lo cual se corresponde aceptablemente con el patrón del fracturamiento de las Rías Bajas.

La mayor cuenca fluvial en Galicia es la del río Miño (Figura 2B), que alcanza el séptimo orden en la ordenación taxonómica aplicada. Ella también es la más heterogénea y muestra una segmentación evidente, a partir de su confluencia con el río Sil (en las inmediaciones de la localidad de Cuitelo). Al norte de esa zona predomina la dirección N-S y al sur la dirección NE-SO hasta La Guardia (desembocadura en el Océano Atlántico). El río Miño tiene para tres segmentos (La Guardia-Melgaço, Melgaço-Cuitelo y Cuitelo-Lugo) los siguientes valores de K_s : 0.9, 0.7 y 0.65, respectivamente. Por su parte, para el río Sil los segmentos Cuitelo-Enciñeira y Enciñeira-Puente Domingo Florez tienen valores de K_s de 0.65 y 0.95, respectivamente. Es decir, en ese entorno de Cuitelo cambia el comportamiento de los cursos fluviales bajo al acción de la tectónica. Las márgenes norte y sur del Miño para el segmento La Guardia-Monçao-Cuitelo tienen diferencias en cuanto al número de terrazas y la dirección de los afluentes. Así, para el norte la dirección es N-S y para la parte del sur resulta NO. Esto es otro índice de la actividad neotectónica que provoca diferentes tendencias de los movimientos y de la fracturación del terreno. El río Miño tiene una importante asimetría transversal en las inmediaciones del embalse de Belesar, aproximadamente en la misma latitud de la localidad de Sarria, situada más al este (~25 km).

Se ha identificado un extenso y heterogéneo alineamiento fluvial de dirección aproximada NE-SO desde la cabecera del río Navia (aproximadamente en la localidad de Becerreá) hacia la costa Cantábrica y desde Becerreá hacia el sur con la sucesión de ríos Santalla (afluente del río Sarria y éste del Neira que drena en el Miño) y Mao (afluente del Cabe y éste del Miño). En ese mismo segmento lineal hay inversión de los valores de las pendientes a partir del PPPO hacia los ríos Navia y Neira. Así, se aprecia que al sur de Becerreá el gradiente es mayor en el Navia que hacia el norte en el Neira. También los bloques del noroeste de Sarria-Becerreá son de dimensión superficial mayor y altitud menor que los localizados en la parte este

(hacia Becerreá). Los ríos de orden 1-3 tienen valles de tipo V, fuertes pendientes (40°-50°) y las terrazas son muy estrechas y muchas están rotas. Es decir, la red fluvial denota la influencia de la actividad neotectónica en el entorno de la mencionada zona de inflexión del PPPO. También el estudio detallado de las rías de la zona centro-oeste de Galicia (Cabo Fisterra-Vilagrancia de Aurosa) (Figura 1C) ha permitido identificar cuatro sistemas de alineamientos (NE, NO, E-O y N-S), de los cuales el primero es el más extenso y se vincula con las principales líneas fluviales. Mientras que los alineamientos N-S son cortos por sectores y siempre relacionados en escalones, disminuyendo su cantidad desde la costa al interior. En ese entorno, los ríos Xallas, Tambre y Ulla, con cuencas de diferente dimensión y geometría, poseen valores del K_s de 0.85, 0.78 y 0.65, respectivamente. Todos ellos son asimétricos transversalmente, el Xallas al norte, el Tambre al sur y el Ulla alternadamente. Las cuencas aumentan de tamaño del norte al sur, aunque mantienen su orientación NE. Las pendientes fluviales son mayores siempre en los bordes costeros. Las pendientes entre las terrazas (todas muy estrechas) son muy fuertes. Por todo ello, se considera que el segmento entre las Rías de Camaiñas y la de Muros e Noia manifiestan tendencia al levantamiento y basculamiento al NO.

La aplicación de la metodología de Krestnikov (1987) a la PI (Cotilla *et al.*, 2000) permitió obtener un esquema de los movimientos neotectónicos verticales, donde se distingue en cinco niveles un conjunto de bloques y zonas lineales de discontinuidad (Figura 8A). Este resultado para el segmento litosférico de Galicia se corresponde aceptablemente con los mapas geomorfológicos confeccionados de las diferencias de superficies de erosión (o isobasitas) y de morfoisohipsas, que marcan de conjunto las áreas de levantamiento relativo. Estas áreas se han clasificado en siete niveles (débil-fuerte) (Figura 8B). La sismicidad principal se manifiesta, fundamentalmente, en los límites de esas áreas.

El análisis geotectónico de la Península Ibérica y su entorno inmediato, bajo un enfoque histórico-genético, permitió a Córdoba (1998) la subdivisión jerárquica de las unidades litosféricas y corticales regionales (Unidades Territoriales mayores): 1) Placa Euroasiática (que incluye a la Península Ibérica); 2) Placa Africana; 3) Zona de transición entre las placas continentales Euroasiática y Africana; 4) Placa del Atlántico Norte; 5) Zona de transición entre la placa oceánica del Atlántico y la placa continental Euroasiática. Esta idea es básica en el trabajo y define íntegramente a Galicia en la placa Euroasiática. En la Figura 9A se muestra el esquema morfotectónico de la PI (escala original 1:1,000,000). La PI es un megabloque emergido y diferenciado en su entorno tectónico contemporáneo. Sobre esta base se puede afirmar que la etapa neotectónica se caracteriza por una tendencia a la complejidad de la estructura del relieve, al fracturado general e interior de las macromorfoestructuras longitudinales más antiguas, a la diferenciación de los movimientos verticales y horizontales en la consolidación de las unidades morfoestructurales de diferente jerarquía y al ascenso diferencial de la región. La

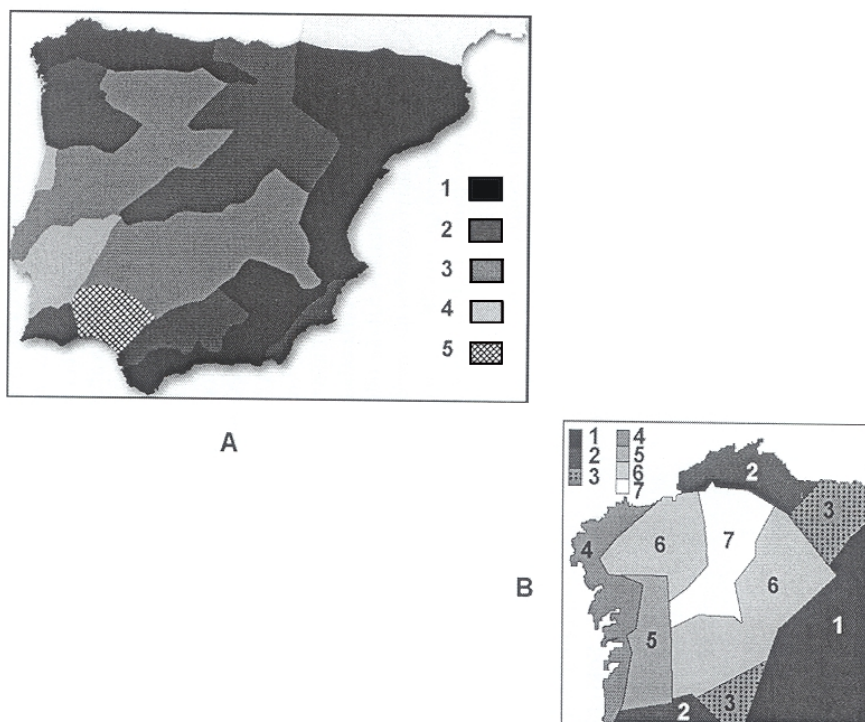


Figura 8. Zonas de movimiento neotectónico por datos morfométricos A) Península Ibérica (Ascenso: 1- Intenso, 2- Moderado, 3- Débil; Descenso: 4- Intenso, 5- Débil); B) Noroeste Peninsular (Ascenso: 1- Muy intenso, 2- Intenso, 3- Moderado, 4- Débil, 5- Muy débil, 6- Muy débil/nulo; Descenso: 7- Débil).

Figura 9B recoge una representación, simplificada de la morfotectónica de Galicia. Aparecen las tres categorías de la clasificación utilizada (Unidades Territoriales, Alineamientos, y Nudos de Alineamientos). En él están las Unidades Territoriales hasta el orden de bloque. El macrobloque Noroeste (VIII ó Galicia) está definido como una Unidad Territorial montañosa ($h_{\text{máx}} \sim 1,200$ m y $\Delta h \sim 130$ m/km²) de orientación NE-SO. En él se han delimitado dos mesobloques (Norte y Sur) (Figura 9B). Ellos están compuestos por 119 bloques, 328 microbloques y 691 nanobloques, 17 morfoalineamientos y 23 nudos (Tablas 8 y 9). Estos dos mesobloques tienen un límite común activo (alineamiento morfoestructural L16 Muros e Noia, que en la Figura 9B aparece como 4) con cinco nudos (de 5º orden: Nº19 [Portomouro], Nº16 [Embalse de Portomouro], Nº17 [Portomarín], Nº18 [Ferroi]; y de 3º orden: Nº11 [Triacastela-Santalla]).

Para cada uno de los bloques delimitados, con la metodología de Rantsman en el macrobloque Noroeste, se preparó una gráfica del número de alineamientos y fracturas (al nivel de mapas y fotos) y fracturas en afloramientos en función de la direc-

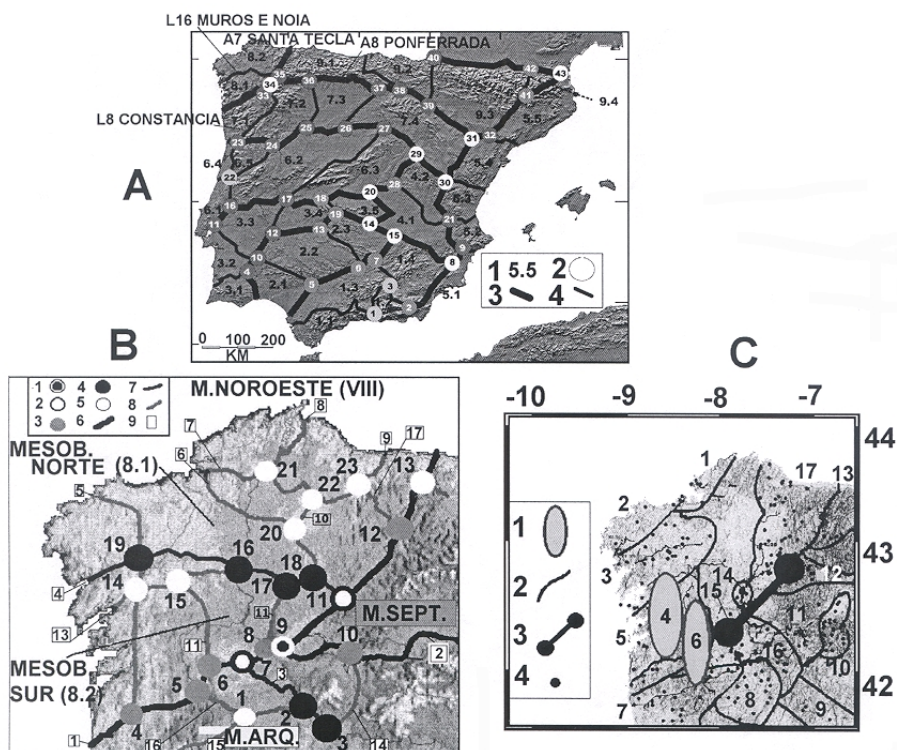


Figura 9. Mapa morfotectónico simplificado A) Península Ibérica (1- Mesobloque; 2- Nudo morfotectónico; Morfoalineamiento de: {3- 2º orden, 4- 3º orden}); B) Noroeste Peninsular (Nudo morfotectónico de: {1- 2º orden, 2- 3º orden, 3- 4º orden, 4- 5º orden, 5- 6º orden}); Morfoalineamiento de: {6- 2º orden, 7- 3º orden, 8- 4º orden, 9- sigla del morfoalineamiento}. Ver Tablas 8 y 9.); C) Fuentes sísmicas del Noroeste Peninsular (1- Zona fuente de dirección N-S; 2- Límite de zonas; 3- Zona de deformación; 4- Epicentro. Ver Tabla 11).

ción. Esto se complementó con: 1) el mapa de densidad de fracturas del relieve (Figura 10D); 2) la dirección de la fracturación; 3) la densidad y disposición de las superficies de cimas; 4) la cantidad y localización de los tipos (formas “V” y “U”) de los valles fluviales; y 5) la cantidad y la localización de las pendientes fluviales anómalas. Este conjunto permitió valorar la fiabilidad de la delimitación de las Unidades Territoriales. En el mapa morfotectónico del macrobloque Noroeste (Figura 9B) hay representados dos alineamientos de 2º orden, igual número de 3º orden, y 13 alineamientos de 4º orden (Tabla 8). Los nudos de alineamientos incluidos en la misma figura son 23 en total (orden 2= 1, orden 3= 2, orden 4= 6, orden 5= 8, orden 6= 6) (Tabla 9). Los alineamientos y los nudos predominan en el mesobloque Sur

(8.2) con relación al mesobloque Norte (8.1). Los nudos se concentran entorno a los morfoalineamientos de 2º y 3º orden.

Algunos datos de las Unidades Territoriales y los elementos lineales morfotectónicos del macrobloque Galicia se incluyen en las Tablas 8 y 9, respectivamente. Se puede asegurar que el macrobloque VIII mantiene una diferente interacción con los macrobloques adyacentes VII (Arqueado) y IX (Septentrional), la cual se refleja no sólo en la configuración morfotectónica respectiva, sino también en la tasa de sismicidad. Al considerar un perfil O-E en el macrobloque Noroeste es posible apreciar la variación del plano morfotectónico actual y suponer la actividad de sus distintos sectores. En la parte marina (de estructura netamente oceánica) hay dos sistemas de fallas, uno de dirección E-O a los que se asocian algunos sismos y mecanismos focales de tipo transcurrente destroso y el otro, de dirección NNE-SSO y NE-SO, ambos de tipo fallamiento normal antitético (Figura 7C). Este último sistema es el más importante, en cuanto a su extensión y disposición. En la zona de transición océano-continente prevalece el tercer sistema de fracturación y se destaca también la disposición regular de la línea de costa y de la plataforma submarina en la dirección N-S. Más al este, ya en la parte emergida, prevalece la morfología singular de las Rías Gallegas en la dirección NE-SO, que no muestran, aparentemente, la acción neotectónica. Sin embargo, parte de la red fluvial se adapta al sistema de fracturas. El extremo oriental del conjunto de las Rías define un alineamiento N-S a partir del cual se descubre una articulación en la horizontal del relieve emergido de poca altitud (<1,000 m de altura), aunque con una marcada constancia de la dirección de las pendientes al oeste y oeste-suroeste. Este sector es hipsométricamente escalonado, con algunas superficies de erosión de poca extensión y, al parecer, no está muy basculado. Aquí están presentes tres sistemas de fallas (NE-SO, N-S y NO-SE). La red fluvial tiene un recorrido corto, apenas 100 km, a partir de un sistema de montañas bajas (poco más de 1,000 m) orientadas, en conjunto, según una dirección NNE. En este conjunto, de importancia relativa para el desarrollo morfotectónico de los sectores oriental y centro oriental inmediatos, destacan superficies de erosión que se articulan por fallas y fracturas NO-SE y NE-SO. Al este, la cuenca occidental del río Miño define el curso superior de escorrentía principal, entre divisorias con dirección N-S. Este sector es denominado Tierras Llanas de Galicia, donde existen algunas cuencas de tipo *pull-apart* (con dirección NE). Finalmente, se alcanzan las mayores altitudes del relieve (2,000 m) donde son más significativos los contrastes morfotectónicos.

El sistema de fallas de dirección NO-SE en la parte noroccidental del macrobloque Galicia ha sido indicado previamente por varios autores. Incluso en el Mapa Tectónico de España (Instituto Geológico y Minero, 1977) aparecen pequeños trazos. Sin embargo, De Vicente *et al.* (1997) identificaron un sistema paralelo con esta dirección que cruza, desde la línea de costa atlántica hacia el interior del bloque emergido, a todas las estructuras de las partes occidental, central y centro oriental. Esos sistemas

Tabla 8
Descripción resumida de los Alineamientos (ALIN) Morfoestructurales (desde el orden 2 al 4) en el macrobloque Galicia

<i>Alin. Orden</i>	<i>Denominación</i>	<i>Dirección</i>	<i>Localidades</i>
1 2	A7 Santa Tecla	NE-NNE	La Guardia, Cuitelo, Cabe, Triacastela, Navia
2 2	A8 Ponferrada	E-O	Parada de Sil, Ribas de Sil, Enciñeira, A Rua, O Barco
3 3	L8 Constancia	NO-N-S	Ourense, Allariz, Est. de Alberguería, Tamicelas, Matamá, Monterrei
4 3	L16 Muros e Noia	NE-NO-E-O	Ría de Muros e Noia, Portomouro, Embalse de Portomouro, Portomarín, Ferroi, Triacastella, Santalla
5 4	ALG1 Laxe	NO-N-S	Ría de Come e Laxe, Ponteceso, San Roque, Portomouro, Ames, Eripapedriña, Padrón, Pontecesures, Caldas de Reis, Pontevedra, Redondela, Porriño, Tui, Valença
6 4	ALG2 Betanzos	NO-SE	Ría de Betanzos, Insua, Betanzos, Castellana, Guitriz, Vilariño, Rábade, Outeiro de Rei, Lugo, Nabela, Ferroi,
7 4	ALG3 Ares	E-O-NO-SE	Ría de Ares, Cabanás, Embalde do Eume, As Pontes de García Rodríguez, Touza, Chao, Casanova, Ferreira, Aldixe, Reigosa, Puerto de Marco Alvarez, Vilameá
8 4	ALG4 Barqueiro	NNE-NE	Ría do Barqueiro, Vilariño, Embalse de Ribeira, As Pontes de García Rodríguez
9 4	ALG5 Ribadeo	NE	Ría de Ribadeo, Vegadeo, San Tirso de Abres, A Pontenova, Vilameá
10 4	ALG6 E de Villalba	NNE-N-S	Carballido, Cospeito, Rábade
11 4	ALG7 Belesar	NE-N-S	Portomarín, Embalse de Belesar, Sabadella, Embalse dos Peares, Pesqueiras, Cuitelo
12 4	ALG8 O de Lalín	NO-N-S	Cira, Lamego e Souto, Outeiro, Noceda, Doade, Vilanova, Irixo, Fontela, Vilachá, Cabanelas, Esposende, Castrelo de Miño
13 4	ALG9 Aurosa	NE	Ría de Aurosa, Catoira, Pontecesures, Basterros, Ponte-Ulla, Cira, Brandomés, Sestelo, Embalse de Portodomouros
14 4	ALG10 Viana do Bollo	N-S-NE	Enciñeira, Viana do Bollo, Embalse das Portas, Matamá
15 4	ALG11 Xinzo de Limia	NE	Est. de Alberguería, Sarreaus, Xinzo de Limia, Taboadela, Muiños, Embalse de Lindoso
16 4	ALG12 Bande	NO	Pontedevea, Quintela de Leirado, Bande, Taboadela
17 4	ALG13 A Fonsagrada	NE	Vilameá, Vilamil, Vilameán, Vilar de Cuña, Coca

Tabla 9
Descripción resumida de los Nudos de Alineamientos (desde el orden 2 al 6) en el macrobloque Galicia

<i>Nudo</i>	<i>Orden</i>	<i>Denominación</i>	<i>Conformado por</i>
1	6	Famadeiros	ALG11 Xinzo de Limia y ALG12 Bande
2	5	Est. de Albegueira	L8 Constancia y ALG11 Xinzo de Limia
3	5	Matamá	L8 constancia y ALG12 Bande
4	4	Tui-Valença	A7 Santa Tecla y ALG1 Laxe
5	4	Pontedeiva	A7 Santa Tecla y ALG12 Bande
6	4	Sta. María-Castelo do Miño	A7 Santa Tecla y ALG8 O de Lalín
7	3	Ourense	A7 Santa Tecla y L8 Constancia
8	4	Cuitelo	A7 Santa Tecla y ALG7 Belesar
9	2	Nogueira de Ramuín	A7 Santa Tecla y A8 Ponferrada
10	4	Enciñeira	A8 Ponferrada y ALG10 Viana do Bollo
11	3	Triacastela-Santalla	A7 Santa Tecla y L16 Muros e Noia
12	4	Coca (Charitón)	A7 Santa Tecla y ALG3 Ares
13	5	Magueira Muñiz	A7 Santa Teclay ALAsturias
14	6	Pontecesures	ALG1 Laxe y ALG9 Aurosa
15	6	Cira	ALG1 Laxe y ALG8 O de Lalín
16	5	Embalse de Portomouro	L16 Muros e Noia y L16 Muros e Noia
17	5	Portomarín	L16 Muros e Noia y ALG7 Belesar
18	5	Ferroi	L16 Muros e Noia y ALG2 Betanzos
19	5	Portomouro	L16 Muros e Noia y ALG1 Laxe
20	5	Róbade	ALG2 Betanzos y ALG6 E de Villalba
21	6	As Pontes de García Rodríguez	ALG3 Ares y ALG4 Barqueiro
22	6	Aldixe	ALG3 Ares y ALG6 E de Villalba
23	6	Vilameá	ALG5 Ribadeo y ALG13 A Fonsagrada

transcurrentes destrosos son de norte a sur: As Pontes, Betanzos, Sur de la Coruña, Santiago, Ourense-Fisterra y Farbo. El sistema es más extenso longitudinalmente en la parte sur. También indicaron un extenso sistema de fallas en la dirección N-S paralelo a la línea de costa que limita por el este a las cabeceras de las Rías. El sistema de fallas de dirección NE-SO determinado acusa un predominio del tipo inverso hacia las partes noreoriental y norte-central. Forma parte de él la falla Chantada. Esta falla se intercepta con la falla Betanzos y con la parte sur de la prolongación de tipo transcurrente izquierdo en arco, de la falla Foz en las inmediaciones de Sarria-Becerreá. En esa zona un poco más al este (menos de 10 km) destaca otro cruce de fallas. Tal intersección está formada por una falla inversa, que se desarrolla en forma paralela a la falla Chantada y limita a las máximas altitudes de Galicia y Asturias y en la prolongación en forma de arco de la falla As Pontes. Mencionamos que en las inmediaciones de esta doble intersección (radio de 20 km) se reportó la actividad sísmica de 1996 y 1997. El estudio detallado de sectores de fallas en las

localidades de Agradelo, Baralla, Becerreá, Gilfrei, Gundaiz, Outeiro, Piedrafita, Samos, Santalla, Sarria, Triacastela y Vilasteva permite asegurar que todas responden a un patrón compresivo. Por sus direcciones principales NE, NNE y E-O, sus interrupciones de continuidad y la presencia en algunas de ellas de pequeñas áreas de cuencas y promontorios las interpretamos como una familia. Todas forman parte, por segmentos, de los distintos morfoalineamientos delimitados.

El morfoalineamiento A7 Santa Tecla (en la Figura 9B aparece como 1) separa a los dos máximos de anomalía magnética oriental de Galicia. Esta última es una estructura de aproximadamente 200 km de longitud y figura rectangular de dirección N-S. La anomalía se definió en el mapa aeromagnético de España (Ardizzone *et al.*, 1989), aunque fue supuesta por trabajos anteriores. Desde el punto de vista geológico, su localización espacial es justamente el límite de dos zonas del Macizo Hercínico, la Astur-Leonesa y la Ibérica Central. Los mencionados máximos tienen no sólo valores diferentes, sino también dimensión, figura y dirección principal. El máximo del norte (localizado en el bloque Vivero-Ribadeo, sobre el Mesobloque 8.1) es de 190 nT, de figura rectangular, fuerte gradiente y menor área que el máximo del sur (140 nT). El otro máximo está en el macrobloque VII (Arqueado) y tiene figura triangular con dirección NO y un gradiente débil. El extremo más estrecho del máximo se acuña en la intersección de los morfoalineamientos A7 Santa Tecla y A8 Ponferrada, en el nudo de 2ª categoría N°9.

En el macrobloque Noroeste se distingue otra importante línea de debilidad (el alineamiento morfoestructural de 3^{er} orden L16 Muros e Noia). Tiene dirección E-O, pero de trazo irregular y arqueado (Figura 9A). Este alineamiento constituye, efectivamente, el ya mencionado límite de los mesobloques gallegos. Dicha línea se extiende desde la Ría de Muros e Noia hasta las inmediaciones de Sarria-Becerreá, donde intercepta con la línea Miño-Navia (el alineamiento morfoestructural de 2º orden A7 Santa Tecla, el más importante de todos) (Figura 9A). Es precisamente en este cruce donde se ha determinado recientemente una actividad sísmica destacada (Nudo 11 Triacastela-Santalla) y donde ha sido posible dibujar las isosistas del evento del 21.05.1997 (Rueda y Mezcua, 2001). La línea L16 Muros e Noia es también el límite de dos tipos de corteza continental (Figuras 6A y B). Sobre ella se han detectado nueve eventos sísmicos en 1999 y desde 1347 a 1996, 29 (Tabla 10). De esto se puede indicar que el 74% de la actividad sísmica está en la parte oriental del alineamiento, es decir hacia Triacastela.

La zona de Sarria-Becerreá se localiza en la cercanía de la intersección de los tres macrobloques (VII = Arqueado, VIII = Noroeste y IX = Septentrional (Figura 9B). Sin embargo, Sarria y Becerreá están en mesobloques diferentes, Sur y Norte, respectivamente. En esta zona hay un significativo encajamiento de la red fluvial. Los valles en forma de V son numerosos y las terrazas son muy estrechas, discontinuas y fragmentadas. La mayoría de los ríos de orden 2 y 3 tienen un Ks de 0.9. Hay una considerable cantidad de sectores anómalos en las pendientes fluviales. La estructu-

Tabla 10
Comparación de la sismicidad del período 01-09 de 1999 y la 1437-1996 en el macrobloque Galicia

<i>Elemento morfoestructural</i>	<i>Cantidad de eventos (1999)</i>	<i>Cantidad de eventos (hasta 1996)</i>
Macrobloque Arqueado (VII)	11	30
Macrobloque Noroeste (VIII)	33	127
Mesobloque 8.1	6	35
Mesobloque 8.2	13	92
Alineamiento L16 (Muros e Noia)	9 (1 en Ría de Muros y 8 en Sarria-Becerreá)	29 (9 en Ría de Muros-Portodomouro y 20 en Sarria-Becerreá)
Alineamiento A7 (Ourense)	3 hacia el norte de Ourense	11 hacia el sur de Ourense y 25 hacia el norte
Alineamiento A8 (Ponferrada)	2 en el segmento Nogueira de Ramuín – O' Barco	5 en el segmento Nogueira de Ramuín – O' Barco

ra de bloques es evidente y el relieve tremendamente variable y enérgico. Incluso la cuenca de Sarria muestra disimetría en los materiales de relleno, con conglomerados en la parte oriental. Destacan cuatro familias o sistemas de alineamientos: 1) NE (los más extensos); 2) NO (los más cortos y frecuentes); 3) E-O; 4) N-S (Figura 10A). De acuerdo a las características morfológicas y morfométricas es posible considerar que las localidades de Sarria-Samos-Triacastela-Baralla-Becerreá están en un bloque rectangular irregular (~35 km²) de dirección principal NE-SO, con diferencias de nivel de 500-700 m, y donde son frecuentes los fuertes contrastes de pendientes y hay un basculamiento al NO en Sarria (Figura 10C). A una escala más detallada, ese bloque se diferencia en dos partes: 1) Sarria-Samos-Triacastela (de figura semicircular); 2) Becerreá (de figura rectangular). El primero de estos bloques es de dimensión mayor. Sin embargo, es en el segundo bloque donde la energía del relieve resulta mayor y la actividad neotectónica parece ser mucho más fuerte.

Para ilustrar mejor la propuesta de un posible nudo sismoactivo en las inmediaciones de Samos- Sarria-Becerreá-Baralla-Triacastela se emplea un bloque litosférico de 7 km de longitud y 35 km de espesor, donde están los hipocentros, las localidades y el relieve de la superficie (Figura 10B). Destaca la concentración de los focos sísmicos en un bulbo elipsoidal, con un semieje mayor de unos 10 km y su relación con los contrastes morfoestructurales de la superficie. Los mapas de densidad de epicentros y actividad sísmica poseen sus valores máximos (para el período 1979-1996) en las inmediaciones de Sarria-Becerreá. Esto se ajusta, perfectamente, al bulbo de deformación. De otra parte, la Figura 7A muestra una capa de alta velocidad con franca dirección NE, que suponemos intensamente fracturada, entorno a

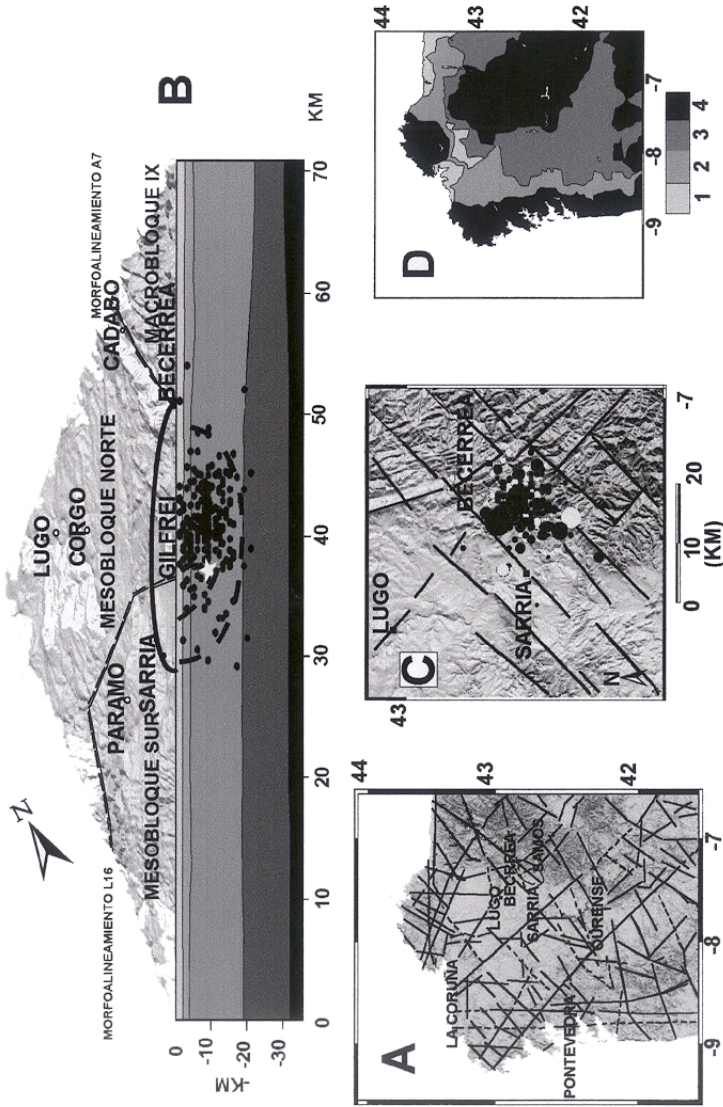


Figura 10. A) Alineaciones del Noroeste Peninsular (se indica con una elipse la zona de Sarria-Samos-Baralla-Becerrea-Triacastela); B) Bulbo de deformación en Sarria-Samos-Baralla-Becerrea-Triacastela (estrella blanca = hipocentro del evento principal; círculo negro = sismo); C) Alineaciones y epicentros (círculo negro $h < 20$ km, círculo blanco $h > 20$ km) entorno a Sarria-Samos-Baralla-Becerrea-Triacastela; D) Mapa de densidad de fracturas del Noroeste Peninsular (1- Nula, 2- Débil, 3- Moderada, 4- Intensa).

Sarria-Samos-Barralla-Becerreá-Triacastela. Esta dirección es perpendicular a las fracturas nuevas cartografiadas en superficie, por lo que es posible considerar una reactivación de las fallas. El área de la zona de alta velocidad es aproximadamente 3,600 km², que evidentemente incluye a los bloques morfotectónicos de Sarria y Becerreá. Es definida, por primera vez, una zona de articulación (-90 km de longitud) en forma de banda regular (10 km de ancho) sobre el alineamiento morfoestructural de 2° orden, A7 Santa Tecla. Esta zona de deformación morfotectónica de orientación NE-SO comprende, entre otras, a las localidades Ourense, Nogueira de Ramuín, Triacastela, Baralla, Sarria, Samos y Santalla, la cual contiene, en sucesión, a los nudos de: 2° rango = N°9; 3er rango = N°7; y 4° rango = N°8 (Figura 9B). En ese segmento morfotectónico lineal se disipa aproximadamente el 70% de la energía sísmica de Galicia.

A partir de los datos de terremotos y los mapas de AS y DE se puede asegurar que el patrón en la distribución de la sismicidad en el macrobloque Galicia, es similar al del megabloque Iberia. Esto se explica por las zonas de ocurrencia de los eventos y los vacíos de sismicidad en los bordes y centro respectivamente (Figuras 2B y 9C). De otra parte, la profundidad de los terremotos para el mesobloque 8.2 es 12.8 km y 13.0 km según los datos de Herraiz *et al.* (1998) y de los autores del presente trabajo, respectivamente. Y sobre la base de los datos de los terremotos registrados en Galicia por el Instituto Geográfico Nacional en los períodos enero-septiembre de 1999 y desde 1347 a 1996 se ha confeccionado la tabla 10. De ella resulta que la sismicidad: 1) tiene un comportamiento similar en el tiempo; 2) es el doble en el mesobloque 8.2 (sur del alineamiento L16 Muros e Noia) con relación al mesobloque 8.1 (al norte); 3) en el límite de ambos mesobloques (sobre el alineamiento L16) es mucho mayor en el extremo este (hacia Sarria-Becerreá) que en la parte oeste (rías), y entre ambos extremos la actividad sísmica no existe, al menos no es detectada con la red sísmica; 4) es considerablemente superior a partir del nudo 9 (Ourense) y hacia el norte (Sarria-Becerreá); 5) se concentra también en el segmento Nogueira de Ramuín- O' Barco del alineamiento A8. Otros dos ejemplos de la precisión del resultado morfotectónico aquí obtenido se encuentran: 1) en el terremoto del 15.04.1994 (I= V MSK) que tiene unas isosistas con eje principal de dirección NE-SO en las inmediaciones de Foz (Instituto Geográfico Nacional), las cuales se ajustan a un alineamiento morfoestructural de 5° orden; 2) la sismicidad determinada por el Instituto Geográfico Nacional en 1999 y parte de 2000. De ella es factible comprobar, entre otras cosas: a) el agrupamiento de la actividad sísmica en diez áreas del macrobloque Galicia (Sarria, Chantada, Mondariz, Carballo, Ourense, Ría de Mouros e Noia, Santiago, O'Barco, Redondela y Celanova), todas ellas localizadas en nudos morfotectónicos; b) que el 41% de los terremotos está en las cercanías de Sarria-Becerreá; c) que la profundidad de los terremotos es <20 km.

Se insiste en que el resultado morfotectónico está desarrollado con independencia de la información de sismicidad. En la premisa del método no está la coincidencia entre las fallas geológicas y los morfoalineamientos. La hipótesis de trabajo

Tabla 11
Características principales de las fuentes sísmogénicas del macrobloque Galicia

<i>Zona</i>	<i>Dirección</i>	<i>Localidad</i>	<i>Relación con la parte marina</i>	<i>Parámetro b</i>
1	NE	La Coruña, Cabo Ortegá, Cedeira, Ortigueira, Cabo Prior, Ferrol	SI	0.75
2	NE	Cabo Fisterra, Concubrión, Cée, Muxia, Cabo Tourián, Dumbria, Laxe, Vimianzo	SI	1.21
3	NE	Porto do Son, Carneta, Mouros, Noia, Oliveira, Barbeira	SI	1.30
4	N-S	Negreira, Santiago de Compostela, A Pontecesures	NO	1.36
5	NE	Vigo, La Guardia, Pontevedra, O' Grove, Vilagracia de Arousa, Vilanova de Arousa, Vilanova de Cervina, Valença, Porriño	SI	1.41
6	N-S	Mondariz, Portodomouros, Lalín, O'Carballino	NO	1.38
7	NE	Limia, Pardes de Coura, Bande	SI	1.23
8	N-S	Allariz, Xinzo de Limia, Os Blanco	NO	1.33
9	NO	Viana do Bollo	NO	1.26
10	N-S	Sanabria, Lubián	NO	0.89
11	E-O	Pobra de Brollón, Folgoso, Quiroga, O'Barco	NO	0.92
12	E-O	Pedraña de Cebreiro, As Nogais	NO	1.13
13	NE	Navia, Villayón	SI	0.69
14	N-S	Belesear, Taboada, Chantada	NO	1.01
15	NE	Sarria, Samos, Ourense, Cuitelo, Becerreá, Triacastela, Santalla, Monforte, Portomarín	SI	0.87
16	NO	Allariz, Maceda, Baños de Molgas, Matamá	NO	0.94
17	NE	Lugo, Navia, Foz, Ribadeo	NO	0.81

considera que los eventos sísmicos importantes pueden ocurrir en las zonas “activas” y en las zonas “tranquilas”, y que la comprensión física de un sismo conlleva el análisis en su contexto geodinámico y como un proceso complejo y continuo en el tiempo, dentro de la litosfera. Todo esto justifica el empleo de los datos geológicos y geomorfológicos para la identificación y caracterización de las zonas sísmicas. Por lo que aplicando la idea de Krestnikov y Shantage (1992) al macrobloque Noroeste se han delimitado 17 fuentes sismogénicas (Figura 9C). La base principal de estas fuentes está en los mapas de AS, DE y de zonas de isostas aquí elaborados. A todas ellas se asocian terremotos. Sus características principales están en la Tabla 11, siendo estimada la profundidad del conjunto en 20 km +/- 5 km. Esta representación cartográfica mejora considerablemente a la Figura 2C. Queda ahora una zona central (de figura aproximadamente rectangular) de dirección N-S “asísmica”. En cuanto a la magnitud máxima de los terremotos se puede considerar que es 5.1 +/- 0.25. Este estimado es adecuado, ya que se fundamenta: 1) de una parte en cuatro puntos: a) la Mmax registrada es 5.1; b) esa magnitud se determinó para una profundidad de 9 km; c) han sido registrados tres sismos con magnitud 4.6 y uno de 4.8; d) históricamente la Imax es VII grados (MSK); 2) y de la otra, con las tablas de profundidad/longitud de las fallas de Krestnikov (1987). De éstas se tiene que para una profundidad de 10 km y una longitud de 50 km la M=5.4, y con esa misma profundidad pero una longitud de 20 km la M=5.0. Nuestro estimado está entre esos valores. La comparación de la actividad (considerando la tasa de sismicidad y la magnitud de los terremotos) de los bloques para los pares territoriales Galicia/Asturias y Galicia/Norte de Portugal demuestra que siempre es superior en Galicia, como aseguró Córdoba (1998). Sin embargo, ahora se ha determinado que la diferencia en el primer par resulta mucho más acusada que en el segundo al considerar el factor fracturación.

Conclusiones

El análisis morfotectónico de Galicia, bajo el enfoque sistémico de Rantsman (1979), permite presentar un primer esquema de regionalización territorial con las unidades más activas. Galicia se define como un macrobloque activo con tendencia al levantamiento (Noroeste u VIII), relativamente dependiente del megabloque Iberia (microplaca). Ese macrobloque continental montañoso interactúa diferentemente con otras unidades litosféricas, de los tipos oceánico (no estudiadas aquí) y continental (macrobloques: VII= Arqueado y IX= Septentrional) aledañas. De esta forma se explica con coherencia la sismicidad localizada en sus inmediaciones. Esta sismicidad puede ser propia o no, pero siempre está asociada a líneas de debilidad tectónica (incluyendo sus intersecciones) que trasladan los esfuerzos/deformaciones del sistema. En el macrobloque Noroeste hay otras dos Unidades Territoriales subordinadas de orden superior, los mesobloques (Norte y Sur) con un límite morfotectónico activo común (L16 Muros e Noia). Estos mesobloques se subdividen en 119 bloques, 328 microbloques y 691 nanobloques. El mesobloque 8.2 (Sur) de figura triangular es el más activo. Hay un conjunto de líneas de debilidad tectónica actual en el

macrobloque Galicia, algunas de ellas definidas por otros autores como fallas. Entre esas líneas y la sismicidad existe una relación no siempre evidente. En total hay 41 morfoalineamientos (desde orden 2 hasta orden 5). Así, el entorno de Lugo, en particular el lado oriental, demuestra ser sísmicamente activo en el tiempo. Los alineamientos A7 Santa Tecla y L16 Muros e Noia contienen aproximadamente el 80% de la sismicidad del macrobloque Noroeste. Se ha evidenciado que la zona de Sarria-Samos-Triacastela-Baralla-Becerreá se caracteriza por la concentración de hipocentros en un bulbo de deformación, de figura elipsoidal, con un semieje mayor de 10 km. De esta forma, la sismicidad se puede relacionar con un cruce de líneas de debilidad tectónica (nudo) de direcciones NO y NE, siendo 23 la cantidad total de nudos en el macrobloque Galicia.

Agradecimientos

El trabajo fue realizado en el Departamento de Geofísica y Meteorología, de la Facultad de Ciencias Físicas, Universidad Complutense de Madrid (UCM). Los fondos monetarios provinieron en parte del Ministerio de Educación y Cultura de España (SB97 00134623); del EU Project BIGSETS, N° ENV4-CT97-0547; de los Proyectos CICYT MAR98-1837-CE (PARSIFAL) y MAR98-0962 (MAIAE); de la Acción Integrada HP98-74 y de la Comunidad de Madrid (beca postdoctoral de 2001-2003). Agradecemos la colaboración por: 1) los catálogos de terremotos al Instituto Geográfico Nacional (IGN); 2) el acceso a mapas, fotos, informes y resultados científicos al Instituto Tecnológico y GeoMinero, al IGN y a la UCM (Facultades de Geografía e Historia, y de Ciencias Geológicas). Los colegas y amigos Gema Andrés, João Baptista, João Cabral, Juan José Dañobeitia, Miguel Herraiz, Alí Kurdiyeh, Rubén Lindo, Antonia López, Luis Matías, Luis Méndes Víctor, Julio Mezcua, Antonio Ribeiro y Juan Rueda facilitaron la información requerida.

Referencias

- Alekseevskaya M., Gabrielov A., Guelfand I., Gvishiani A. and Rantsman E., 1977. Formal morphostructural zoning of mountain belts. *J. of Geophysics*, 43, 227-233.
- Ardizzone J., Mezcua J. y Socías I., 1989. *Mapa aeromagnético de España Peninsular*. Instituto Geográfico Nacional, Madrid.
- Arsovsky M. and Hadzievsky D., 1970. Correlation between neotectonics and the seismicity of Macedonia. *Tectonophysics*, 9, 129-142.
- Asencio Amor I., 1970. Rasgos geomorfológicos de la zona Galaico-Astúrica en relación con las oscilaciones glacio-eustáticas. *Estudios Geológicos*, 26, 29-92.
- Assinovskaya B.A. and Solovyev S.L., 1994. Definition and description of the sources zone of potential earthquakes in the Barents Sea. *Physics of the Solid Earth*, 29(8), 664-675.

- Baptista J.C., 1998. *Estudo neotectónico da zona de falha Pencova – Régua – Verin*. Universidade de Trás – Os- Montes e Alto Douro, Vila Real, 2 Vols., 410 pp. (en portugués).
- Bernal A., Barrera T. and Santiago J.L., 1991. *The earthquakes of March 10th and May 19th, 1951 occurred in the province of Jaen, Spain* (Ed. J. Mezcua and A. Udías. Instituto Geográfico Nacional de España, Monografía, 8, 149-161).
- Buné V.I. y Reiman V.M., 1960. Magnitud de terremotos en áreas de fallamiento múltiple. *Tr. TISS*, 7, 3-26 (en ruso).
- Carreño E., Galán J. and Sánchez M., 1991. Microseismicity studies in southern Spain. En: *Seismicity, Seismotectonics and Seismic Risk of the Ibero-Maghrebian region*. Editores: J. Mezcua and A. Udías. Instituto Geográfico Nacional de España, Monografía, 8, 79-86.
- Chigariov V.P., 1977. Aspectos teóricos y regionales del análisis morfoestructural. En: *Compendio de la Sociedad Moscovita de Experimentadores de la Naturaleza*, Editorial de la Universidad de Moscú, 12, 85-95 (en ruso).
- Córdoba D., 1986. Estudio de la litosfera en el noroeste de la Península Ibérica. Desarrollo de un sistema de digitalización y procesado de señales sísmicas. Tesis doctoral, Facultad de Ciencias Físicas, Universidad Complutense de Madrid, 292 pp.
- , 1998. *Sismicidad y estructura de la corteza de Lugo. Memoria Final y Resultados*. Universidad Complutense de Madrid, Facultad de Ciencias Físicas, Departamento de Geofísica y Meteorología, 125 pp.
- Cotilla M.O. y Álvarez L., 2001. Regularidades sismogenéticas de la unidad neotectónica occidental de Cuba. *Revista Geológica de Chile*, 28(1), 3-24.
- Cotilla M.O. y Córdoba D., 2000. Neotectónica de cuatro segmentos de la costa atlántica de la Península Ibérica. En: *Resúmenes de la II Asamblea Hispano-Portuguesa de Geodesia y Geofísica*, Lagos, Portugal, 130-132.
- Cotilla M.O., Bankwitz P., Álvarez L., Franzke H.J., Grünthal G., Pilarski J., González E., Comesañas J.L. y Arteaga F., 1991a. Mapa sismotectónico de Cuba, escala 1:1,000,000. Academia de Ciencias de Cuba. *Revista Comunicaciones Científicas Sobre Geofísica y Astronomía*, 23, 1-25.
- Cotilla M., González E., Franzke H.J., Comesañas J.L., Oro J., Arteaga F. y Álvarez L., 1991b. Mapa neotectónico de Cuba, escala 1:1,000,000. Academia de Ciencias de Cuba. *Revista Comunicaciones Científicas Sobre Geofísica y Astronomía*, 22, 1-60.
- Cotilla M., Díaz L., González D., Fundora M. y Pacheco M., 1997. Estudio morfoestructural de La Española. *Revista Minería y Geología*, XIV(3), 73-88.
- Cotilla M.O., Córdoba D., Kurdiyeh A. y Lindo R., 2000. Marco morfotectónico de Galicia: Una visión alternativa. En: *Resúmenes de la II Asamblea Hispano-Portuguesa de Geodesia y Geofísica*, Lagos, Portugal, 141-142.
- Cox R.T., 1994. Analysis of the drainage symmetry as a rapid technique to identify areas of possible Quaternary tilt-block tectonics: an example from the Missisipi Embayment. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 106, 571-581.

- Delouis B., Haessler H., Cisternas A. and Rivera L., 1993. Stress tensor determination in France and neighbouring regions. *Tectonophysics*, 221, 413-437.
- De Vicente G., Herraiz M., Giner J., González-Casado J.M., Lindo R., Rodríguez-Pascua M.A., Vadillo O., Ciciúendez J.I., Andeweg B. y Cloetingh S., 1997. Tectónica activa en el noroeste peninsular (Galicia). En: *Resúmenes de la I Asamblea Hispano – Portuguesa de Geodesia y Geofísica y IX Asamblea Nacional*, p 37.
- Dumistrashko N.V. y Lilienberg D.A., 1954. Utilización de los métodos geomorfológicos en las investigaciones sismotectónicas. En: *Trudy Geofizika*, Academia de Ciencias de la U.R.S.S., Moscú, 25, 152 pp. (en ruso).
- Fernández-Viejo G., Gallart J., Pulgar J.A., Dañoibeitia J.J. and Córdoba D., 1998. Crustal transition between continental and oceanic domains along the North Iberian margin from wide angle seismic and gravity data. *Geophys. Res. Lett.*, 25(23), 4249-4252.
- Filosofov V.P., 1960. *Guía breve de los métodos morfométricos para la búsqueda de estructuras tectónicas*. Academia de Ciencias de la U.R.S.S., Saratov, 45 pp. (en ruso).
- Fonseca J.K.B.P. and Long R.E., 1991. *Seismotectonics of SW Iberia: A distributed plate margin? Seismicity, Seismotectonics and Seismic Risk of the Ibero-Maghrebian region*. Ed. J. Mezcuca and A. Udías. Instituto Geográfico Nacional de España, Monografía, 8, 227-240.
- Gabrielov A., Keilis-Borok V. and Jackson D., 1996. Geometric incompatibility in a fault system. *Proc. Nat. Acad. Sci.*, USA, 93, 3838-3842.
- García-Prieto F.J., Moreno F. and Nogal F., 1991. *Neotectonics and associate seismicity in northwestern Duero Basin*. Publicación del Instituto Geográfico Nacional de España, Monografía, 8, 255-267.
- Gladfelter B.G., 1971. Meseta and campiña. Landforms in Central Spain: a geomorphology of the Alto Henares basin. *Research Paper*, Dept. of the Geography, Chicago, 130, 240 pp.
- Glasko M.P., 1984. Correlación de las morfoestructura de bloque y los movimientos recientes de los territorios de las llanuras platafórmicas (en el ejemplo de la parte Central de la Llanura Rusa). Resumen de la tesis de Candidatura en Ciencias Geográficas, Academia de Ciencias de la U.R.S.S., Moscú, p. 26 (en ruso).
- González A., Córdoba D. and Vales D., 1999. Seismic crustal structure of Galicia continental margin, NW Iberian Peninsula. *Geophys. Res. Lett.*, 26(18), 1061-1064.
- González-Casado J.M. y Giner J., 2000. Relaciones entre fallas y sismicidad en el noroeste peninsular. *Geogaceta*, 28, 71-74.
- Gorielov S.K., Kulmammedov M. y Kurbanov M., 1973a. *Relación entre el relieve, las estructuras profundas y la sismicidad en Kopetdag*. Editorial Nauka, Moscú, 108 pp. (en ruso).

- Gorielov S.K., Taguiev S.I. y Clolzhanov S.S., 1973b. Metodica y resultados de las observaciones instrumentales de los movimientos de la corteza terrestre y el desarrollo de los procesos de cauce en el Koptdog Central. *Revista Geomorfología*, 4, 35-42 (en ruso).
- Gorshkov A.I., Kuznetsov I.V., Panza G.F. and Soloviev A.A., 2000. Identification of future earthquake sources in the Carpatho-Balkan orogenic belt using morphostructural criteria. *Pure Appl. Geophys.*, 157, 79-95.
- Guerasimov I.P., 1946. Experiencia de la interpretación geomorfológica del esquema general de la estructura geológica de la U.R.S.S. *Revista Probl. Geogr. Fís.*, 12, 33-46 (en ruso).
- , 1973. Interrelación dinámica de los movimientos recientes de la corteza terrestre y los procesos exógenos formadores del relieve desarrollados en su superficie. En: *Movimientos Recientes de la Corteza Terrestre*, Editorial Academia de Ciencias de la U.R.S.S., Estonia (en ruso) 34 pp.
- Guerasimov I.P. y Rantsman E. Ya., 1973. Morfoestructuras de países montañosos y la sismicidad. *Geomorfología* 1, 3-13 (en ruso).
- Gvishiani A., Gorshkov A., Kosobokov V., Cisternas A., Philip H. and Weber C., 1987. Identification of seismically dangerous zones in the Pyrenees. *Annales Geophysicae*, 87, (06B), 681-690.
- Hack J., 1973. Stream profile analysis and stream gradient index. *U.S. Geol. Survey J. Res.*, 1, 421-429.
- Hernández-Pacheco F. y Asencio Amor I., 1959. Materiales sedimentarios sobre la rasa cantábrica: Tramo comprendido entre las rías del Eo y Foz. *Real Sociedad Española de Historia Natural*, 57, 75-100.
- Hernández J.R., Lilienberg D.A. y González R., 1990. Principales nudos morfoestructurales sismoactivos de Cuba Suroriental. Academia de Ciencias de Cuba. *Revista Ciencias de la Tierra y del Espacio*, 17, 67-77.
- Herraiz M. and Lázaro M., 1991. Microearthquakes distribution in Granada region. En: *Seismicity, Seismotectonics and Seismic Risk of the Ibero-Maghrebian Region*. Ed. J. Mezcua and A. Udías. Instituto Geográfico Nacional de España, Monografía, 8, 65-77.
- Herraiz M., De Vicente G., Lindo R., Giner J., Simón J.L., Gómez-Casado J.M., Vadillo O., Rodríguez-Pascuas M., Ciciüendez J.I., Casas A., Cabañas L., Rincón P. y Cortés M. (Equipo Proy. SIGMA), 1998. Proyecto SIGMA. Análisis del estado de esfuerzos tectónicos reciente y actual a partir de poblaciones de fallas y mecanismos focales de terremotos. Metodología y aplicación a la Península Ibérica. Consejo de Seguridad Nuclear, Madrid, 2 Tomos, 240 pp.
- Instituto Geográfico y Catastral, 1962. *Boletín sismológico de sismos próximos*. Laboratorio Central de Sismología. Sección 1ª (Geodesia y Geofísica). Servicio de Sismología, 85 pp.

- , 1966. *Boletín sismológico de sismos próximos*. Laboratorio Central de Sismología. Sección 1ª (Geodesia y Geofísica). Servicio de Sismología, 91 pp.
- Instituto Geográfico Nacional, 1979. *Boletín de sismos próximos* (Zona de 35°N a 44°N y de 10°W a 5°E Gr). Sección de Sismología e Ingeniería Sísmica, 111 pp.
- , 1980. *Boletín de sismos próximos* (Zona de 35°N a 44°N y de 10°W a 5°E Gr). Sección de Sismología e Ingeniería Sísmica, 167 pp.
- , 1982. *Catálogo general de isostas de la Península Ibérica*. Madrid, Pub. Téc., 202, 261 mapas, 62 pp.
- , 1991a. *Peligrosidad Sísmica en España*, 10 pp.
- , 1991b. Spanish national seismic network. En: *Seismicity, Seismotectonics and Seismic Risk of the Ibero-Maghrebian region*. Ed. J. Mezcua and A. Udías. Monografía 8, 3-15.
- , 1992. *Mapa sismotectónico de la Península Ibérica, Baleares y Canarias, escala 1:1,000,000*, Madrid.
- , 1996. *Catálogo sísmico nacional*, Madrid, 100 pp.
- , 1997. Serie sísmica de Sarria – Becerreá, Lugo. *3er Informe General. Actividad Sísmica del 22 de mayo al 19 de junio de 1997*, 12 apéndices, 94 pp.
- , 1999. *Catálogo sísmico nacional* (preliminar). Madrid, 10 pp.
- , 2000. *Catálogo sísmico nacional* (preliminar). Madrid, 11 pp.
- Instituto Geológico y Minero de España, 1977. *Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares*, escala 1:1,000,000.
- Instituto Tecnológico y Geominero de España, 1989. *Quaternary map of Spain*, scale 1:1,000,000. Madrid.
- Jain V.E., 1980. *Geotectónica General*. Editorial Mir, Moscú, 1, 250 pp.
- Jiménez M.J., García-Fernández M. y el GSHAP Ibero-Maghreb Working Group, 1999. Seismic hazard assessment of Ibero-Maghreb region. *Annali di Geofisica*, 42(6), 1057-1065.
- Korzhuev S.S., 1979. Estudio del diseño general de la red fluvial. En: *Análisis Morfoestructural de los Sistemas Fluviales en la URSS*. Editorial Nauka, Moscú, 5-9 (en ruso).
- Krestnikov T.P., 1987. Geological aspects of earthquakes hazard. En: *Proceedings of the UNDRO/USSR/UNESCO/UNDP/Training Seminar on Earthquake Prediction and Mitigation of Earthquake Losses*, URSS, 28 pp.
- Krestnikov I.K. and Shantage D.V., 1992. Seismic zoning of the Pamir and Tien Shan areas. *Izvestiya Earth Physics*, 28(10), 833-847 (en ruso).
- Liu Z., Zhao G. and Xu X., 1999. Inferred seismic fault associated with the 1998, M=6.22 Zhanbei-Shanys earthquake, Hebei province, China. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 89(2), 550-554.
- McKenzie D.P. and Morgan W.J., 1968. Evolution of triple junction. *Nature*, 224, 125-133.

- Merritts D. and Herterbergs T., 1994. Stream networks and long term surface uplift in the New Madrid seismic zone. *Nature*, 265, 1081-1084.
- Meschirikov Yu.A., 1966. *Acerca de la influencia de las condiciones morfoestructurales en la distribución del petróleo*. Editorial Nedrá, Moscú, 242 pp (en ruso).
- Mezcua J., Udías A. and López-Arroyo A., 1980. Seismotectonic results relative to the Iberian Peninsula. En: *Evolution and Tectonics of the Western Mediterranean and Surrounding Areas*, Special publication, 201, Instituto Geográfico Nacional, 67-80.
- Mezcua J., 1982. *Catálogo de isosistas de la Península Ibérica*. Instituto Geográfico Nacional, Publicación Técnica, 202, 62 pp.
- Mezcua J. y Martínez Solares J.M., 1983. *Sismicidad del área Ibero-Mogrebí*. Instituto Geográfico Nacional, Publicación 203, 299 pp.
- Mezcua J., Rueda J. and Martínez-Solares J.M., 1991. *Seismicity of the Ibero – Maghrebian region*. Ed. J. Mezcua and A. Udías, Instituto Geográfico Nacional de España, Monografía, 8, 17-28.
- Mezcua J. y Benarroch R., 1996. *Estudio gravimétrico de la Península Ibérica y Baleares*. Instituto Geográfico Nacional de España, 35 pp.
- Moreira V.S., 1985. Seismotectonics of Portugal and its adjacent area in the Atlantic. *Tectonophysics*, 117, 85-96.
- , 1991. *Sismicidad histórica y sismotectónica del área situada entre la Península Ibérica, Marruecos, Morocco, Salvages y Azores*. Ed. J. Mezcua y A. Udías, Instituto Geográfico Nacional de España, Monografía, 8, 213-225.
- Nikolaev N.I., 1982. *Neotectónica y su expresión en la estructura y el relieve del territorio de la U.R.S.S*. Editorial Geosgeoltejuzdat, Moscú, 392 pp. (en ruso).
- Pagés J.L. y Vidal J.R., 1998. Síntesis de la evolución geomorfológica de Galicia Occidental. *Geogaceta*, 23, 119-122.
- Pit W.E. and Tal M., 1972. Sea-floor spreading in the North Atlantic. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 83, 619-649.
- Rantsman E.Ya., 1961. Tectónica moderna y reciente de las regiones sísmicas de Asia de acuerdo con los datos geomorfológicos. En: *Movimientos Recientes de la Corteza y sus Métodos de Estudio*, Moscú, 135-149 (en ruso).
- , 1979. *Lugares de terremotos y morfoestructura de países montañosos*. Editorial Nauka, Moscú, 171 pp. (en ruso).
- Rey Pastor A., 1956. *Mapa sismotectónico de la Península Ibérica, escala 1:2,000,000*. Instituto Geográfico y Catastral.
- Ribeiro A., Cabral J., Baptista R. and Matías L., 1996. Stress pattern in Portugal mainland and the adjacent atlantic region, West Iberia. *Tectonics*, 15(2), 641-659.
- Riznichenko Yu.V., 1964. *En relación con la magnitud máxima de los terremotos y actividad sísmica*. Publicación Especial de la Academia de Ciencias de la U.R.S.S., 175(6), 1352-1354. (en ruso).

- Riznichenko Yu.V. y Gorbunova I.V., 1968. Acerca de los métodos para la confección de mapas de actividad sísmica. En: *Regionalización Sísmica de la URSS*. Editorial Nauka, Moscú, 40-48 (en ruso).
- Riznichenko Yu.V., 1976. Dimensiones de las fuentes de terremotos superficiales y momento sísmico. En: *Investigaciones de la Física de los Terremotos*. Editorial Nauka, Moscú, 9-27 (en ruso).
- , 1992. *Problems of seismology*. Editoriales Mir y Springer-Verlag, 445 pp.
- Rueda J. y Mezcuca J., 2001. Sismicidad, sismotectónica y peligrosidad sísmica en Galicia. En: Instituto Geográfico Nacional, Ministerio de Fomento de España, *Publicación Técnica* 35, 64 pp.
- Sanz-De Galdeano C. and López-Casado C., 1988. Seismic sources in the Betic-Riff domain. *Revista de Geofísica*, Madrid, 44, 175-198.
- Schenkova Z., Schenck V., Pospissil C. and Kottnauer P., 1995. Seismogeological pattern of transition area between the eastern Alps and the western Carpathians. *Tectonophysics*, 248, 235-245.
- Searle R.C., 1980. Tectonic pattern of the Azores spreading centre and triple junction. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 51, 415-434.
- Sherve R.L., 1966. Statistical law of stream numbers. *J. Geology*, 74, 17-37.
- Strahler A.N., 1957. Quantitative analysis of watershed geomorphology. *A. Geophys. Union Trans.*, 38(6), 913-920.
- Sykes L.R. and Seeber L., 1985. Great earthquakes and great asperities, San Andreas fault, southern California. *Geology*, 13, 835-838.
- Téllez J. y Córdoba D., 1996. Observation of converted Moho reflections in the northwest of the Iberian Peninsula. *Geophys. J. Int.*, 124, 7-17.
- Terán M., Solé-Sabarís L. y Vilá J., 1994. *Geografía General de España*. Editorial Ariel Geografía, Barcelona, 409 pp.
- Udías A., Buforn E. and Ruiz-De Gama J., 1989. *Catalogue of focal mechanisms of european earthquakes*. Departamento de Geofísica, Universidad Complutense de Madrid, 274 pp.
- Udías A. and Buforn E., 1991. Regional stress along Eurasia - Africa plate boundary derived from focal mechanisms of large earthquakes. *PAGEOPH*, 136, 433-448.
- Vegas R., 1985. Tectónica del área Ibero-Mogrebí. En: *Mecanismo de Terremotos y Tectónica* Ed. A. Udías, D. Muñoz y E. Buforn, 197-215.
- Zhidkov M.P., Rotvain I.M. y Sadowskiy A.M., 1975. Pronóstico de los sitios más probables de ocurrencia de terremotos fuertes, IV. *Trabajos de Sismología*, 8, 53-70 (en ruso).
- Zhidkov M.P., 1985. Morfoestructuras de las zonas de sistemas continentales-oceánicas del cinturón Pacífico en relación con el pronóstico de los lugares de fuertes terremotos (Kamchatka-occidente de Sudamérica). Resumen ampliado de la tesis de Candidatura en Geografía, Instituto de Geografía, Academia de Ciencias de la U.R.S.S., Moscú, 27 pp. (en ruso).

Zoback M.L., Zoback M.D., Adams J., Assumpcao M., Bell S., Bergman E.A., Blümling P., Brereton N.R., Deham D., Ding J., Fuchs K, Gay N., Gregersen S., Gupta H.K., Gvishiani A., Jacob K., Klein R., Knoll P, Magee M., Mercier J.L., Müeller B.C., Paquin C., Rajendran K., Stephansson O., Suárez G., Suter M., Udías A., Xu Z.H. and Zhizhin M., 1989. Global patterns of tectonic stress. *Nature*, 341, 291-298.