



Rasgos generales y problemática de las superficies de erosión en Galicia

General features and main problems of the erosional surfaces in Galicia

MARTIN SERRANO, A.

Galicia es un país arrasado por antiguas superficies de erosión rotas y desniveladas por la orogenia alpina. El resultado es una complicada morfoestructura de bloques levantados y fosas rellenas de sedimentos. Todos los investigadores coinciden en que la sucesión de diversas etapas de deformación que dislocan el macizo originan una singular evolución policíclica con modelado condicionado por una importante alteración diferencial propia una climatología cálida y húmeda. La fuerte compartimentación dificulta enormemente el reconocimiento de los distintos arrasamientos y el de sus elementos más representativos: los relieves residuales y las superficies parciales encajadas.

La sistematización de los distintos niveles de erosión pasa por un estudio de la fracturación y por el conocimiento cronoestratigráfico de los sedimentos que rellenan las múltiples y dispersas cuencas gallegas. Se plantea la realización de una investigación global e integrada, insistiendo en la búsqueda de datos paleontológicos y en el estudio en profundidad de la sedimentación, apoyándose en una metodología puramente geomórfica en el que las alteraciones tienen que representar el nexo de unión principal. Se deben utilizar dos referencias fundamentales: la cuenca del Duero y la plataforma continental atlántica.

Palabras clave: Superficies de erosión, Morfoestructura de fractura, Relieves residuales, Alteraciones, Terciario, Galicia.

Galicia is a country which has been flattened by old surfaces of erosion, lately broken and unlevelled by the alpine orogeny. The result is a complicated morfostructure with uplifted blocks and trenches filled with sediments. Researchers agree with different deformation stages dislocating the massif, and originating a polycyclic modelling evolution conditioned by an important differential alteration attributed to a warm and humid climatology. The strong compartmentation makes extremely difficult the recognition of different levelling surfaces and their most representative elements: residual reliefs and entrenched partial surfaces.

Systematization of the different erosion levels needs a study of fracturing and chronostratigraphic knowledge of the sediments infilling the many and disperse basins in Galicia. A regional integrated research for paleontological data and the study in depth of sedimentation supported by a pure geomorphological methodology as the main tool, and being alterations the key for correlation. The Duero Basin and the Atlantic shelf should be the two main reference areas.

Key words: Erosional surfaces, Fracture morphostructure, Residual reliefs, Alterations, Tertiary, Galicia.

MARTIN SERRANO, A. (Instituto Tecnológico Geominero de España. Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid).

INTRODUCCION

Galicia se inscribe en el flanco noroccidental del gran abombamiento que afecta a todo el NO peninsular y levanta el zócalo de la Meseta hasta las cumbres del Macizo Galaico-Duriense. Sobre esta culminación montañosa se hunde una profunda depresión: el Bierzo. El macizo queda dividido en dos cadenas fundamentales: las sierras de Queixa (Queija), Courel (Caurel) y Ancares en el NO, y la Sierra Segundera y los Montes de León en el SE. Todas ellas tienen su continuidad en la región portuguesa de Tras-os-Montes por el S, y en la Cordillera Cantábrica al variar su rumbo general NE-SO a E-O, por el N. Sin embargo la gran morfoestructura asturiana se termina bruscamente al alcanzar los primeros afloramientos de rocas plutónicas del zócalo gallego. En ese contacto que limita granitos y rocas metamórficas, donde chocan los 600 m de altitud de la plataforma gallega con los 1000 m de los restos de superficies elevadas del macizo del Courel (Caurel), se sitúan la mayoría de las cuencas terciarias de Galicia Oriental (VERGNOILLE, 1985). Es la inflexión sinclinal que entre Lugo y Orense interrumpe la gran flexión que desde las cumbres galaico-castellanas se inclina hacia el Atlántico, transformándose en su sector más deprimido en un rosario de cubetas (BIROT y SOLE, 1954).

Con estos planteamientos que enmarcan la problemática del E de Galicia se encara en realidad la totalidad de su territorio ya que éste constituye un mosaico de bloques basculados y cubetas que se hunden hacia el mar. Es un rompecabezas de gran complejidad que dificulta, enormemente el análisis geomorfológico pues la tectónica de fractura enmascara los principales elementos del paisaje hercínico, tan representativos en otros lugares de la Meseta, y dispersa los afloramientos de sus sedimentos correlativos cuya estratigrafía es aún mal conocida.

LA MORFOESTRUCTURA ALPINA DEL MACIZO GALLEGO

La Tectónica en el paisaje gallego

Los principales rasgos del actual paisaje gallego son tectónicos. El borde NE en contacto con las primeras estribaciones de la Cordillera Cantábrica está jalonada de numerosas cuencas con sedimentos recientes. En el NE las fosas de la Terra Cha, Sarria y Monforte presentan una misma disimetría consistente en un borde occidental paleozoico que se hunde bajo el relleno sedimentario, y un límite oriental plutónico en el que se señalan escarpes de falla orientados al NNE-SSO. Por métodos indirectos se sabe que la topografía de su fondo es general-

mente plana y compartimentada por fracturación, lo mismo que los relieves circundantes. El propio sedimento tampoco está exento de deformaciones, sobre todo basculamientos, y cerca de los bordes tectónicos, pequeñas fallas de salto centimétrico orientadas paralelamente al accidente principal (VERGNOLLE, 1985).

El Bierzo es una fosa sedimentaria de origen tectónico que se prolonga mediante una sucesión de cubetas estrechas y profundas con importantes escarpes de falla (O Barco, A Rua, Quiroga), donde se emplaza el valle del Sil.

En Ourense (Orense) también existen depresiones tectónicas: la de Maceda con escarpe rectilíneo en su borde NE-SO y perfil suave por el O; la de Xinzo (Ginzo) que presenta escarpes netos al S y E, y la de Verín que se alarga N-S según la prolongación del accidente de Chaves-Vila Real que atraviesa Tras-os-Montes.

En Galicia central y septentrional al O del tramo superior del Sil las dislocaciones tectónicas son menos importantes pero junto a la costa occidental el relieve se fragmenta en depresiones que se entrecruzan según las orientaciones N-S y NE-SO, es decir el accidente meridiano que atraviesa Galicia, y las Rías Bajas. Asimismo en el litoral coruñés se señalan valles alineados según la dirección ONO-ESE en los que se conservan restos de sedimentos atribuidos al terciario, bien conocidos por sus yacimientos de lignito. (Fig. 1).

Compartimentación por fractura

Indiscutiblemente en el paisaje gallego predomina la morfología tectónica. La fracturación domina un estilo morfoestructural que se enmarca en la deformación de gran radio que afecta a la esquina NO de la Meseta, y en concreto a las dislocaciones que actúan relacionadas con la flexura atlántica (BIROT, 1945). La mayoría de los volúmenes del relieve son consecuencia de movi-

mientos alpinos en la vertical, mientras que las alineaciones montañosas consecuencia de otras etapas paroxismales anteriores, tienen una importancia secundaria.

Las principales masas montañosas están directamente relacionadas con cuatro o cinco familias de fracturas de herencia tardihercínica (PARGA, 1969). Son N-S, NNE-SSO, NE-SO, E-O y ONO NO-ESE-SE.

La dirección N-S no da lugar a grandes relieves pero marca importantes accidentes geográficos en Galicia occidental tales como la propia costa, el Accidente Meridiano y el horst central conocido por la Dorsal Gallega, y a mayor dimensión con la zona de fosas del centro de Galicia (CARLE, 1949).

Las fracturas NNE-SSO señalan los principales rasgos del SE gallego y construyen el relieve del N de Portugal donde proliferan los más diversos tipos de escarpes de falla y los valles tectónicos acompañados de fuentes termales. La dirección NE-SO, íntimamente ligada a esta familia, además de coincidir con la orientación general del macizo Galaico-Duriense es, sobrepasada la línea Padrón-Tui la responsable de la configuración de las Rías Bajas.

Los accidentes E-W señalan importantes relieves en las montañas del límite oriental de Galicia pues son las que definen principalmente la depresión del Bierzo.

La red de fracturas ONO-ESE se observa preferentemente en la provincia de A Coruña. Tienen poco relieve asociado, pero están ligadas a importantes surcos de sedimentación (Meirama, Puentes, Xanceda —Juanceda—...).

Cronología de las deformaciones

Aún no se dispone de los conocimientos necesarios para describir, ordenar y sobre todo datar, las distintas etapas de la tectónica alpina en Galicia. Se ha barajado y se siguen barajando hipótesis contradictorias. Los geomorfólogos antiguos concedieron gran importancia a los paroxismos finineógenos.

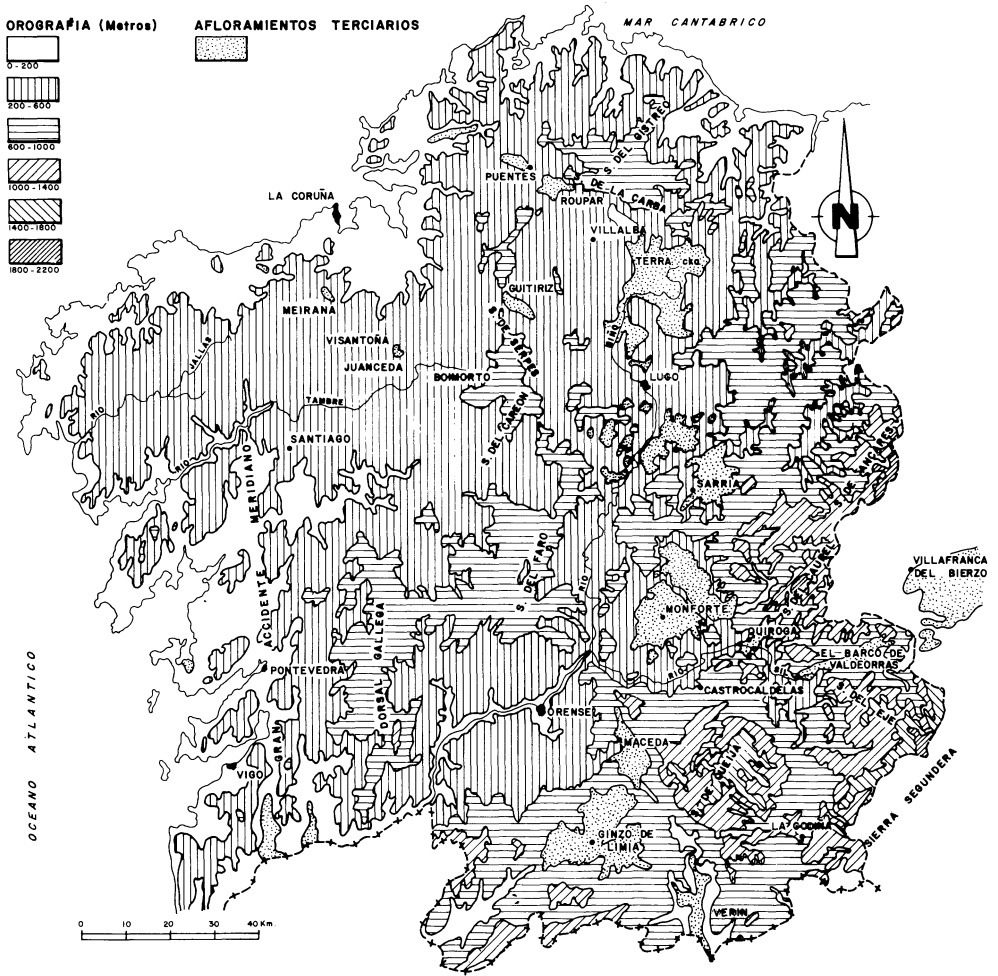


Fig. 1. Orografía y situación de los principales afloramientos terciarios.

VIDAL BOX (1941) y LLOPIS (1952) responsabilizan a la fase Rodánica de las grandes desnivelaciones del Bierzo. Parecida es la opinión de BIROT y SOLE (1954) pues el frescor de los escarpes de falla que modelan la fachada NO de la Segundera y las dislocaciones que afectan al «Mioceno» y «Plioceno» de esa misma región les hacen considerar los últimos grandes reajustes como subactuales. También la compleja compartimentación tectónica que afecta al tercio septentrional portugués se atribuye a los paroxismos recientes, rodánicos o posteriores

(BIROT, 1939; TEXEIRA, 1944; FEIO, 1948). Sin embargo, las recientes investigaciones de HERAIL (1984) señalan que el Bierzo se individualiza durante el Mioceno medio y superior, en ningún caso durante el Plioceno.

En el borde atlántico NONN (1986) cree que las fases pirenaicas y/o Sávica son responsables de las primeras desnivelaciones pero considera que la inestabilidad que es patente durante el Mioceno se prolonga en el Plio-Cuaternario.

En opinión del autor de este artículo

(MARTIN-SERRANO, 1980 y 1982) hay que adelantar los paroxismos, de especial importancia morfoestructural y conceder menor relevancia a los reajuegos más próximos. Es una línea coincidente con los resultados obtenidos fuera del continente donde el trastorno morfoestructural corresponde al Eoceno medio en relación con la fase pirenaica. Después de este evento la plataforma continental de Galicia ha quedado bastante estabilizada. Sólo se ha visto afectada por algunos reajuegos verticales de probable edad finioligocena (LAMBOY y DUPEUBLE, 1975; MAUFFRET *et al.*, 1978). Recientemente se tiende a adelantar esa deformación fundamental de la plataforma gallega al Paleoceno-Eoceno inferior pero se mantiene el proceso de refracturación como ante-neógeno (VANNEY *et al.*, 1985).

Basándose en la fracturación de los granitos del N de Portugal GRILLOT y DROGUE (1985) señalan igualmente un episodio comprensivo importante en el Eoceno y una etapa tardía Mio-Pliocena. COUDEGAUSSEN (1980) llega más lejos, ya que envejece aún más la evolución geomorfológica de esta región al considerar su «superficie fundamental» como mesozoica.

La falta de referencias cronoestratigráficas es el principal obstáculo que se encuentra cualquier investigación geomorfológica en Galicia, y no por la falta de sedimentos sino por las pocas posibilidades de datarlos. Se necesita una buena sistematización de la historia de su tectónica alpina, pero ésta requiere un tratamiento en el que la metodología estrictamente estructural es insuficiente. Este estudio es dificultoso por la escasez y mal estado de los afloramientos, y como se señaló, por la falta de referencias cronoestratigráficas fiables. Con esta situación un estudio geomorfológico apoyado en los elementos de referencia clásicos se hace extremadamente difícil. Por eso pueden ser muy interesantes iniciativas como la de COUDEN-GAUSSÉN (1980) que utiliza los resultados sedimentológicos y cronológicos de las investigaciones en la plataforma

marina para datar la evolución del relieve de la Sierra de Gerez basándose en las relaciones existentes entre la subsidencia del margen atlántico y la epirogénesis del bloque continental.

LAS SUPERFICIES DE EROSION

La herencia morfológica preparoxismal

En Galicia como en el resto del zócalo de la Meseta están impresas las huellas de una superficie de erosión generalizada que redujo el relieve hercínico a un vasto aplanamiento. El Macizo Gallego, rejuvenecido por los paroxismos alpinos del Terciario, estuvo sometido a un lento proceso de erosión durante el Mesozoico. Sin embargo los rasgos o elementos morfológicos heredados de esa etapa secundaria son difícilmente identificables ya que los sedimentos conocidos con los que se podrían correlacionar, el Mesozoico de la orla atlántica portuguesa y del litoral cantábrico, o bien los depósitos siderolíticos cretácico-terciarios de Buçaco y del borde occidental del Duero, están demasiado alejados de Galicia. Esta es la razón por la que SOLE (1952) consideró la elaboración de los aplanamientos culminantes del Norte de Portugal anterior al Cretácico superior.

Como a la entrada del Terciario la periferia del zócalo meseteño era una superficie de erosión poligénica heredada de la superficie triásica (aplanamiento generalizado en los macizos antiguos de Europa) no es difícil admitir que en Galicia ocurriera lo mismo. Sin embargo es frecuente que la mayoría de los autores antiguos consideren la etapa final de la elaboración de las superficies culminantes bastante más moderna. Para VIDAL BOX (1941) las cumbres de las montañas galaico-leonesas corresponderían a una superficie cretácico-paleoterciaria equivalente a la «rumfläche» oligocena de STIKEL (1929) y a la «intraterciaria rumfläche» de SCHWENZNER (1936) definidas en el E de la Cordillera Central. Mucho más lejos llega

LAUTENSACH (1966) puesto que atribuye las altas superficies del Norte de Portugal a la «penillanura pliocénica», y en El Bierzo aunque cita la presencia de restos de una superficie paleógena es de la idea de que el nivel de cumbres pertenece a la «penillanura post-pontiense» (M2 de SCHWENZNER).

Recientemente, aunque citan dos etapas de aplanamiento finiterciarias, una anterior y otra correlativa a la Raña (DELMARE-BRAY, 1977), lo que se destaca es una topografía pre-miocena fosilizada por los depósitos que allí se encuentran y por tanto previa a los eventos tectónicos responsables de la actual configuración morfológica (HERAIL, 1984). Desde esta perspectiva sería posible reconocer la «superficie pre-miocena» en las cumbres bercianas. En esa línea ya estuvieron LLOPIS y FONTBOTE (1959) al reconocer un nivel de erosión antiguo relacionado con la superficie premiocena del borde leonés en la Cabrera Alta. Años atrás BIROT y SOLE (1954) consideraron también inframiocena la «superficie principal o fundamental» del NO de la Meseta, al correlacionar dicha topografía con los citados depósitos de la provincia de León. Además señalan la irregularidad del citado nivel excepto sobre la Galicia granítica donde es muy plana, y afirman que desde allí es posible seguirla en su deformación hasta la culminación cantábrica, opinión compartida por LLOPIS (1954) en la región asturiana. (Fig. 2). Estos planteamientos son confusos porque el paleorrelieve inframioceno se cita a su vez encajado en aplanamientos más antiguos tales como los que culminan las sierras de la Segundera y de Queixa (Queija) de las montañas galaico-leonesas o sobre las cumbres de la Dorsal Gallega en el sector occidental.

La superficie fundamental como elemento de referencia

Es el momento de aclarar el significado y las relaciones de algunos términos de fre-

cuenta y no siempre apropiado uso en la literatura geomorfológica del Macizo Hespérico: «penillanura/superficie fundamental/principal», «superficie culminante» y «superficie inicial». El vocablo «superficie fundamental o principal» que debe aplicarse a aquel aplanamiento más importante y generalizado de una región ha tenido una utilización abusiva y algunas veces equivocada. Pero además ese nivel considerado como «arrasamiento fundamental» sólo puede ser tomado como tal a grandes rasgos pues a escala más reducida es un relieve más complejo y polimorfo, un «nivel general de la topografía» en el que puede estar compren-

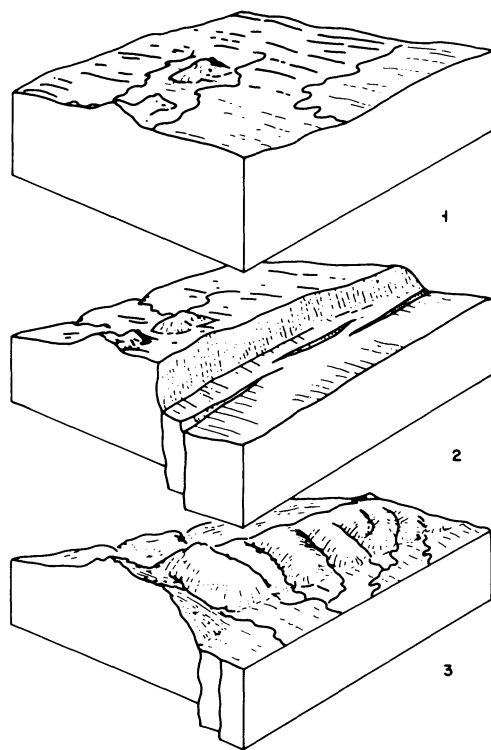


Fig. 2. Las tres etapas de morfogénesis del macizo de Ancares:

- I. Penillanura y «monadnotks» pontienses.
- II. Tectogénesis de la fosa del Sil y rotura de la penillanura.
- III. Génesis del modelado actual.

didados varios aplanamientos próximos. La última etapa de elaboración de esa superficie sería en el caso de Galicia función de su desnivelación por los paroxismos alpinos que interrumpirían su desarrollo y su edad quedaría determinada por los sedimentos que la fosilizan siempre y cuando se puedan encontrar y datar. En ciertos sectores, los últimos retoques de esa «superficie fundamental» de carácter poligénico puede llegar a ser muy reciente, del Mioceno o del final Neógeno. Es la edad que señalan algunos autores para la «superficie culminante» del abombamiento principal, pero esto es atribuir carácter neotécnico a esa deformación, hoy día es impensable pues se cuenta con la referencia estratigráfica de los sedimentos que rellenan El Bierzo. La elaboración de la «penillanura fundamental» se habría interrumpido con los paroxismos que elevaron esas cumbres a su cota actual. La superficie habría seguido elaborándose en aquellos lugares donde las deformaciones tan sólo llegaron a desencadenar procesos de regresación en vez de acciones desniveladoras.

Los niveles de cumbres de las montañas galaico-leonesas, con independencia de que sean o no consideradas como superficie fundamental pues eso depende de la importancia regional que se las quiera atribuir, tienen, si se refiere a la actual configuración morfológica, carácter de «superficie inicial». Este término, que debe ser tomado como referencia morfológica de partida desde donde comienza la erosión cíclica, fue utilizado por BIROT (1946) en el Norte de Portugal, una región con problemática idéntica.

Algunas superficies culminantes no se corresponden con una «superficie inicial» ya que esta puede estar referida a un nivel más antiguo no representado en ellas, y por el contrario presente en otro bloque hundido tectónicamente. Podría ser el caso del aplanamiento de la Segundera en relación con el nivel de cumbres que decapita la Sierra de la Culebra, que puede ser el mismo que el que se observa sobre la Sierra del Teleno.

Sin embargo sólo se alcanzan resultados satisfactorios en condiciones muy favorables pues el reconocimiento y la correlación de las superficies de una región con tectónica sajónica como Galicia es una tarea difícil que se basa casi siempre en el estudio de los tipos de contacto entre los bloques desnivelados. Un ejemplo de esta dificultad son los dos casos señalados por BIROT y SOLE (1954) en las montañas del E de Orense: el primero el del bloque elevado de la Sierra de Queixa (Queija) con su nivel de cumbres a 1400-1700 m que está separado de la superficie de Castrocaldelas (un peldaño de la superficie fundamental elevado por falla a 1200 m) por un escarpe de falla neto en el O y SO mientras que el resto del contacto es sinuoso. El segundo el de los aplanamientos de la Segundera (1800 m), pues se relaciona por el N con una superficie encajada (900-1000 m) mientras que por el S su separación con la superficie de erosión de La Gudiña es un escalón tectónico.

En Galicia occidental los viejos aplanamientos testigos de la «superficie inicial» sólo es posible encontrarlos a 800-650 m sobre las cumbres de la Dorsal Gallega, por encima de los 760 m en la Sierra del Careón y a cotas superiores a los 1000 m en la Sierra del Faro. Las citadas sierras están contorneadas por extensos y regulares aplanamientos que NONN (1966) atribuye a las facilidades denudativas proporcionadas por un zócalo caolinizado heredado del Mesozoico. Destaca la superficie de Chantada que relaciona la terminación septentrional de la Dorsal Gallega con la cuenca de Monforte.

Estos arrasamientos que constituyen la «penillanura fundamental o principal» de Galicia (BIROT y SOLE, 1954) son en realidad dos pediplanos muy próximos, separados por una cota que oscila entre los 80 y 120 m, concluidos en el Sanoisiense-Stampiense y en el fini-Oligoceno. Uno está junto a las sierras, en regiones donde predominan las rocas más duras, y otro, relacionado con esquistos, ocupa lo esencial de los interfluvios actuales. Ese desnivel puede ser pro-

ducto de un levantamiento moderado del conjunto del macizo gallego o bien de una variación eustática ya que este desdoblamiento se pierde hacia el E. Los resultados de NONN confirman pues la inconveniencia de utilizar el término «superficie fundamental» como nivel de referencia pues es un concepto demasiado amplio y ambiguo para ello.

PRINCIPALES ELEMENTOS GEOMORFOLOGICOS ASOCIADOS A LOS ARRASAMIENTOS

La separación de un único nivel de arrasamiento principal es difícil en cualquier lugar de Galicia. La «penillanura fundamental» en detalle es compleja y polimorfa, resultado de una evolución policíclica que ha aprovechado diferencialmente las rocas duras y blandas del sustrato, dando lugar a los elementos más representativos de la misma: los relieves residuales y los valles seniles.

Los relieves residuales

Los relieves residuales son en su mayoría elementos heredados del mesozoico. Según NONN el volumen principal de las actuales sierras de Galicia Central deriva de horsts, pues estos montes constituídos por rocas variadas, están circunscritos por fallas. Es el caso de las sierras del Careón y del Faro, elevadas varios centenares de metros sobre la superficie de Chantada. Aunque coincide respectivamente con un macizo de anfibolita y con un granito de grano fino que aflora entre esquistos, dioritas y granitos de grano grueso, en ambas se detecta una clara configuración tectónica. En general los fuertes desniveles que presentan sus cumbres aplanadas en relación con las superficies en que se inscriben elimina la posibilidad de que su origen sea consecuencia exclusiva de la erosión diferencial. Para BIROT y SOLE (1954) estos relieves son los testigos de una topo-

grafía antigua y también elementos avanzados de la Dorsal Gallega, cuyas señales tan bien se conservan en Portugal y en las montañas galaico-portuguesas.

Estos relieves aislados se relacionan directamente con los episodios más antiguos de la fracturación alpina del Macizo Gallego. El periodo de elaboración de estos relieves puede estar relacionado con la orogenia pirenaica (pre-sanoisiense) pues NONN prefiere considerar sus superficies culminantes terminadas en el Cretácico o en Eoceno inferior (por correlación con Buçaco y Zamora) más que en el Paleógeno, en cuyo caso tendría que ser la fase Sávica (pre-Stampiense).

La superficie inicial no se ha podido reconocer en el NO de Galicia; ni sobre las sierras más importantes Xistral (Gistral), Carba, que tienen estrecha relación con la accidentación ENE-OSO, ni tampoco sobre algunos relieves menores del occidente gallego conservados a favor de algunas litologías especiales.

La extensa superficie de erosión de Galicia central y septentrional que trunca fundamentalmente materiales cristalinos, presenta rarísimos relieves residuales; en el Norte una alineación NNO-SSE de rocas duras, la Sierra da Serpe; y en el sur las importantes elevaciones del Careón y del Faro. Al Este, más allá de las fosas lucenses la irregularidad topográfica aumenta notablemente. Coincidiendo con el abandono de la Galicia granítica se desarrolla un relieve apalachiano que sigue la curvatura de la rodilla astúrica, N-S primero, NO-SE después, y levanta suavemente sus cimas hasta las culminaciones de la cordillera cantábrica y de los monte galaico-leoneses (Fig. 3). El paleorrelieve, anterior a la formación de las fosas, es truncado por muchas de ellas, y algunas de sus aristas fosilizadas por los sedimentos que las rellenan. Este tipo de modelado diferencial se presenta también sobre la deformación principal según unas alineaciones montañosas superpuestas y transversas a dicha bóveda: la Sierra de Gistreo, los

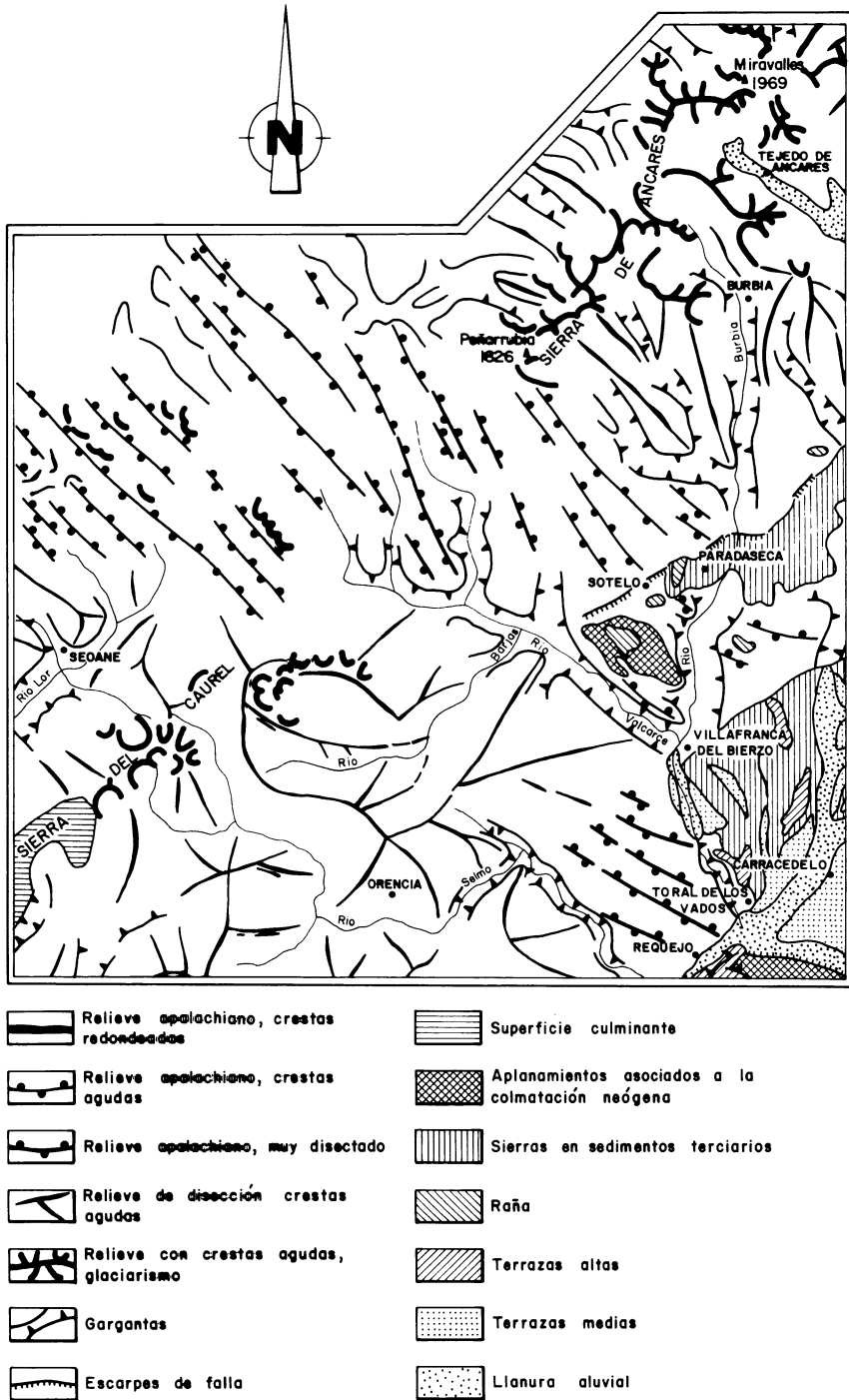


Fig. 3. Esquema geomorfológico de la Sierra de Ancares y Caurel según HERAIL (1984).

Montes Aquilanos, la sierra de la Cabrera, la Sierra de Eje y la Sierra Seca.

Algunos de los relieves residuales del SE de Galicia (Larouco, Requeixo (Requejo)) presentan restos de aplanamientos que se extienden hacia la región de Tras-os-Montes y que en opinión de BIROT y SOLE (1954) con comparables con los altiplanos bien conservados del bloque cristalino de la Segundera. Pero sobre éstos destacan a su vez otros relieves aislados relacionados con rocas más duras. Es el complejo resultado de una evolución combinada con el juego de la tectónica de bloques.

Los valles seniles

Otro rasgo importante de los aplanamientos de algunas regiones gallegas es la presencia de superficies de erosión parciales encajadas en ellos. Estos pequeños retoques de la superficie principal son los valles seniles descritos por BIROT y SOLE (1954) en el NO de Galicia. Ocupan en la actualidad largos tramos de muchos ríos actuales tales como el Narla, el Mandeo, el curso superior del Tambre, el espectacular valle del Xallas (Jallas) y la cabecera del propio Miño. Estos ríos se enmarcan en paisajes muy maduros que son el resultado de un proceso de regradación lenta. Son testigos vivientes de los primitivos estadios del drenaje actual de Galicia y por tanto estaban entre el modelado cuaternario y la distribución orográfica terciaria.

Resulta difícil decidir si estos valles maduros son consecuencia de un rejuvenecimiento lento o de una evolución cíclica en medio húmedo. Lo más probable es que sean consecuencia de la combinación de los dos procesos, de la persistencia de una climatología húmeda y cálida y de la tendencia epirogénica miocena (NONN, 1966). También se ha señalado la posibilidad de que sean ciclos locales abortados en función de los niveles de base de las depresiones tectónicas (BIROT y SOLE, 1954). En cual-

quier caso destaca el hecho de que estos valles son una manifestación de la antecedencia de esos ríos a los últimos movimientos de bloques de la zona.

No hay constancia de que sobre los ríos del resto de Galicia exista un tipo de modelado comparable. Descripciones parecidas que hacen referencia a modelados policíclicos parciales se pueden encontrar en las montañas galaico-leonesas: en las cumbres bercianas y sobre las cabeceras de los ríos del borde occidental de la Depresión del Duero. Allí la superficie culminante está formada por alineaciones cuarcíticas anchas y planas y ligeras depresiones constituídas por familias de formas cíclicas señaladas por diferencias litoestructurales. ¿Hasta qué punto son correlacionables estos rellanos policíclicos con los valles maduros del NO gallego?

LAS ALTERACIONES, FACTOR DE CORRELACION DE LAS SUPERFICIES DE EROSION

Según NONN (1966), el ambiente cálido y húmedo del Neógeno gallego ha condicionado la morfogénesis del Macizo enmascarando sus rasgos estructurales tras una topografía subtropical después que las especiales condiciones climáticas del Mesozoico favorecieran el desarrollo de la penillanura fundamental. En la actualidad el predominio de los paisajes maduros, marcados por la erosión areolar, es consecuencia de procesos denudativos diferenciales preparados por una importante meteorización. Esta situación lleva a NONN a establecer en la región por él estudiada una escala de resistencia a la alteración basada en los desniveles originados sobre cada uno de los tipos de roca.

Pero NONN sólo cifra los efectos globales de una alteración diferencial s. l.; un tratamiento insuficiente si se tiene en cuenta las muchas etapas climáticas que se sucedieron durante la elaboración del relieve del macizo gallego. En la actualidad se necesita de un estudio sistemático que intente expli-

car los distintos afloramientos de alteritas, sus mutuas relaciones y su posición en el contexto geomorfológico.

Relictos de viejas alteraciones ligadas a diversos elementos geológicos están presentes en todas las comarcas de Galicia. Se señalan fuertes caolinizaciones interpretadas como meteóricas o hidrotermales, que ensanchan las líneas de fracturación o algunas grandes zonas de accidentación tectónica como la de Carballo-Tui; mantos de alteración caolínica que afectan al zócalo, sepultado bajo los sedimentos de las fosas de As Pontes de García Rodríguez o Meirama; rubebacciones sobre el muro paleozoico de la cuenca de Monforte; alteritas rojas y canturrales de cuarzo sobre las superficies de erosión que bordean las cuencas lucenses; paleosuelos que afectan a la propia sedimentación terciaria.

No obstante el mayor volumen de alteritas se encuentra formando parte de los sedimentos que rellenan las cuencas, pues allí se acumularon una vez erosionadas. Con este planteamiento el análisis sedimentológico presenta un enfoque distinto que permite abordar el estudio estratigráfico en estrecha relación con la evolución del relieve circundante. Es posible comparar estrechamente formaciones sedimentarias y mantos de alteración y a través de éstos correlacionar aquellas con los aplanamientos y otros elementos geomorfológicos. El aspecto más interesante del estudio de las alteraciones es por tanto la posibilidad de vincular la estratigrafía terciaria con las distintas superficies de Galicia.

Sin embargo la estratigrafía del terciario gallega es mal conocida, en parte por la variedad y dispersión de los afloramientos y en parte porque no existen dataciones demasiado precisas. BIROT y SOLE (1954) plantearon como condición indispensable para el conocimiento geomorfológico de Galicia, el estudio del terciario, y fundamentalmente la búsqueda sistemática de fósiles. Hasta el momento los mejores resultados proceden de los estudios palinológicos realizados en las cuencas occidentales para las que

se estimó una edad comprendida entre el Aquitaniense y el Tortonense (MEDUS, 1965). Por el contrario, la búsqueda de yacimientos de vertebrados (especialmente micromamíferos) en los últimos años ha resultado infructuosa (IGME, 1968). A las cuencas orientales se las atribuye las mismas edades pero sin ninguna base paleontológica. Los intentos de correlación estratigráfica del Terciario gallego apoyados fundamentalmente en el estudio mineralógico y petrológico de sus sedimentos y basada sobre todo en interpretaciones bio-rexistísticas han llevado a resultados muy diversos (NONN, 1966; BRELL, 1972; BRELL y DOVAL, 1974; MARTIN-SERRANO, 1982; VERGNOILLE, 1985) probablemente porque se han abordado desde perspectivas limitadas, demasiado específicas o de localización restringida.

El estudio geomorfológico del Macizo galaico pasa por la elaboración de una columna crono-estratigráfica para su Terciario, pero el realizar ésta en el momento actual depende del hallazgo de yacimientos paleontológicos y del análisis exhaustivo de las formaciones sedimentarias, incluyendo el estudio de los materiales que lo constituyen desde su propio lugar de origen, es decir de las alteritas. Con esta óptica la utilización de los minerales de la arcilla como criterio de correlación sedimentaria podrían dar resultados más satisfactorios que hasta ahora y alcanzar una nueva dimensión, pues sería una forma de «integrar» el relieve en la estratigrafía.

Como en su día señalaron BIROT y SOLE la cuenca del Duero donde existe una estratigrafía terciaria definida, debe ser ante la falta de apoyos sólidos dentro de Galicia, la referencia fundamental. Además, ahora, en su borde más próximo, hay estudios que relacionan relieve y sedimentación (HE-RAIL, 1984; MARTIN-SERRANO, 1986).

Recibido, 30-V-88

Aceptado, 20-VI-88

BIBLIOGRAFIA

- BIROT, P. (1939). «Remarques sur la morphologie du haut-Portugal (entre le Tage et le Douro)». *Bull. Assoc. Geogr. Franc.* 173-174, 108-120.
- BIROT, P. (1945). «Notes sur la morphologie de Tras-os-Montes». *Bull. Assoc. Geogr. Franc.* 122, 104-112.
- BIROT, P. (1946). «Contribution a l'étude morphologique de la region de Guarda». *Bull. Etud. Port. Inst. Franc. au Post* 1-47.
- BIROT, P. y SOLE, L. (1954). «Recherches morphologiques dans le Nord-Ouest de la Peninsule Iberique». *Mem. et Doc. du CNRS*, 4, 9-61.
- BRELL, J. (1975). «Aplicación de las correlaciones al estudio del Terciario continental». *Trabajos de Congr. y Reuniones. Ciclo de Correlaciones estratigráficas*. ENADIMSA 7. 2, 123-130.
- BRELL, J. y DOVAL, M. (1974). «Un ejemplo de correlación litoestratigráfica aplicado a las cuencas terciarias del NO de la Península». *Est. Geol.*, 30, 631-638.
- CARLE, N. (1949). «Las rías bajas gallegas». *Est. Geogr.*, 35, 323-330.
- COUDE-GAUSSSEN, G. (1980). «Les serres orientales du Minho (Portugal): orogenèse, modelé granitique, alterations». *Revue Geographique de Pyrénées et du Sud-Ouest*, 51, 3, 291-313.
- DELMARE-BRAY, M. M. (1977). «Les grandes étapes d'individualisation du bassin du Bierzo (León, Espagne) a partir du Néogène». *Méditerranée* 1, 19-34.
- FEIO, M. (1948). «Notas geomorfológicas: 1. Reflexões sobre o relevo do Minho». *Bol. Soc. Geol. Port.*, 7, 1-27.
- GRILLOT, J. C. y DROGUE, C. (1985). «Tectonique casante dans les granites hercyniens du Nord du Portugal (region de Viseu)». *Rev. du Geol. Din. de Gegr. phs.* 26, 1, 19-28.
- HERAIL, G. (1984). «Geomorphologie et litologie de l'or detritique. Piemonts et bassins intramontagneus du Nord-Ouest de l'Espagne». *These U. de Toulouse. C. N. R. S.*, 1-506.
- IGME (1986). «Exploración lignitifera en la región Astur-Galaica y experiencia piloto en la cuenca del Duero (Borde zamorano-leonés)». *Informe interno* 1-226.
- LAMBOY, M. y DUPEUBLE, P. A. (1975). «Carte geologique du plateau continental Nord-Ouest espagnol entre le Canyon d'Avilés et la frontiere portugaise». *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 27, 4, 442-461.
- LAUTENSACH, H. (1967). «Geografía de España y Portugal». *Ed. Vicens Vives*.
- LLOPIS, N. (1954). «Sobre la morfología de los Picos Ancares y Miravalles». *Las Ciencias*, 19, 3, 627-643.
- LLOPIS, N. y FONTBOTE, J. M. (1959). «Estudio geológico de la Cabrera Alta (León)». *Mon. Geol. Inst. Geol. Apl. Oviedo*, 1-134.
- MARTIN-SERRANO, A. (1980). «Nouvelles hypothèses concernant la signification geologique du lignite de Galice (Nord-Ouest de l'Espagne)». *Industries Minérales, Les techniques, Juin*, 249-258.
- MARTIN SERRANO, A. (1982). «El Terciario de Galicia. Significado y posición cronoestratigráfica de sus yacimientos de lignito». *Tecniterrae*, 48, 19-41.
- MARTIN SERRANO, A. (1986). «El relieve de la región occidental zamorana. Un modelo de evolución geomorfológica del borde hespérico». *Tesis U. Complutense Madrid*, 1-517.
- MAUFFRET, A., BOILLOT, G., AUXIETRE, J. L., DUNAND, J. P. (1978). «Évolution structural de la marge continentales au Nord-Ouest de la Peninsule Iberique». *Bull. Soc. Geol. France* 20, 4, 375-388.
- MEDUS, J. (1965). «Contribution palynologique à la connaissance de la flore et de la vegetation neogene de l'Ouest de l'Espagne: étude des «sediments recents» de Galice. *These 3^{er} cycle, Montpellier*, 1-91.
- NONN, (1966). «Les regions cotieres de la Galice (Espagne). Etude geomorphologique». *These Univ. Strasbourg*, 1-591.
- PARGA, J. R. (1969). «Sistemas de fracturas tardihercínicas del Macizo Hespérico». *Trab. Lab. Xeol. Laxe*, 37, 1-15.
- SCHWENZNER, J. E. (1936). «La morfología de la región montañosa central de la meseta española». (*Trad.*) *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 41, 121-147 (1953).
- SOLE, L. (1952). «Geografía de España y Portugal. Tomo I. Geografía Física. El Relieve». *Montaner y Simón*. 1-500.
- STIKEL, R. (1929). «Die Geographischen Grundzüge Nordwest spaniens eins chlieblich von Altksatillens». *Verb. d. G. Tag. Manderburg*.
- TEXEIRA, C. (1944). «Tectónica plio-pleistocena do Noroeste peninsular». *Bol. Soc. Geol. Port.*, 1-2, 19-40.
- VANNEY, J. R., BOILLOT, G. y COL. (1985). «Les etapes de la structuration de la marge continental Nord-Iberique». Ensayo de correlación de procesos geomorfológicos-sedimentológicos y tectónicos en el NO de la Península Ibérica durante el Terciario y el Cuaternario. *Museo Nacional de Ciencias Naturales y Casa de Velázquez. Madrid*.
- VERGNOLLE, C. (1985). «Geometrie du remplissage sedimentaire des bassins de Sarria et Monforte (Galice, Espagne) et evolution geomorphologique regionale». *Mélanges de la Casa de Velázquez*, 21, 331-346.
- VIDAL BOX, C. (1941). «Contribución al reconocimiento morfológico de las cuencas de los ríos Sil y Miño». *Bol. Real. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 39, 3-4, 121-161.