Cadernos Lab. Xeolóxico de Laxe
Coruña. 1998. Vol. 23, pp. 165-199

Evolución geomorfológica del macizo Hesperico Peninsular. Estudio de un sector comprendido entre las provincias de Lugo y Ourense (Galicia, NW de España).

Geomorphic evolution of the Peninsular Hesperian massif. Study of a sector situated between Lugo and Ourense provinces (Galicia, NW Spain)

VIDAL ROMANI, J. R.; YEPES TEMIÑO, J.; RODRIGUEZ MARTINEZ CONDE, R.

ABSTRACT.

This paper deals with the relief generation in Ourense, an interior territory of the Galicia Country, at NW Spain, after the breakdown of Pangea 200 million years ago. The rupture of supercontinent causes the main effects in the outer part of Galicia, the present coast line and the shelf, but also the inner parts of Galicia where the landscape changes dramatically mainly ruled by fluvial incision connected with uprising, (orogenic, epirogenic, or isostatic origin), or even with eustatic oscillations, that shaped the previous old mesozoic landscape. Various things complicate the correct understanding of Galician geomorphology:1) the prevalent hercynian structure, (presumably reactivated during the Alpine Orogeny), causes that the epigenic processes, (fluvial, glaciar, marine and etching), acting on Galicia from Mesozoic to present times, produce end forms identified erroneously at the previous literature as tectonic and not as etch forms profiting from lithological or structural contrasts. 2) the common morphotectonic model accepted by all previous researchers establishes for the whole of Galicia a blocky pattern, (horst and graben like), due to extensional tectonic regime. This model is proved as no longer valid because the Galician tertiary basins, even were described at the past as graben depressions never have this origin. 3) big differences exist between the north and western sides of Galicia that show contrasted tectonic regime: compressional (with forms as the so called raised platforms), at the northern coast border, and extensional (with forms so typical as the Rias), at the western side. The study area is located at the confluence of two tectonic domains where the above men-

tioned effects are coincidents and specially well showed through different effects: prominent assimetry of fluvial captures (west facing), pronounced river incision and different kinds of tertiary basins: either strike slipe faults (Maceda, Xinzo de Limia, etc), or overslipped by inverse faults, (Quiroga, A Rúa, etc.), or even corresponding with depressions never, (or anywise passively), affected by tectonic movements, (Monforte). The paper include a detailed inventory of surfaces and terrace levels and their incision sequence which allow stablish a relative chronology of geomorphic evolution at this area of NW Spain during meso-cainozoic times.

Key words: galician geomorphology, Mesozoic, Cainozoic, plate tectonics, Basal Pyrenean Overriding, Pangea.

VIDAL ROMANI, J. R. (Instituto de Geología *Isidro Parga Pondal*, Universidade da Coruña, 15071-A Coruña) ; YEPES TEMIÑO, J.(Universidade da Coruña, 15071-A Coruña); RODRIGUEZ MARTINEZ CONDE, R. (Departamento de Geografía. Facultad de Geografía. Universidade de Santiago de Compostela. Santiago de Compostela).

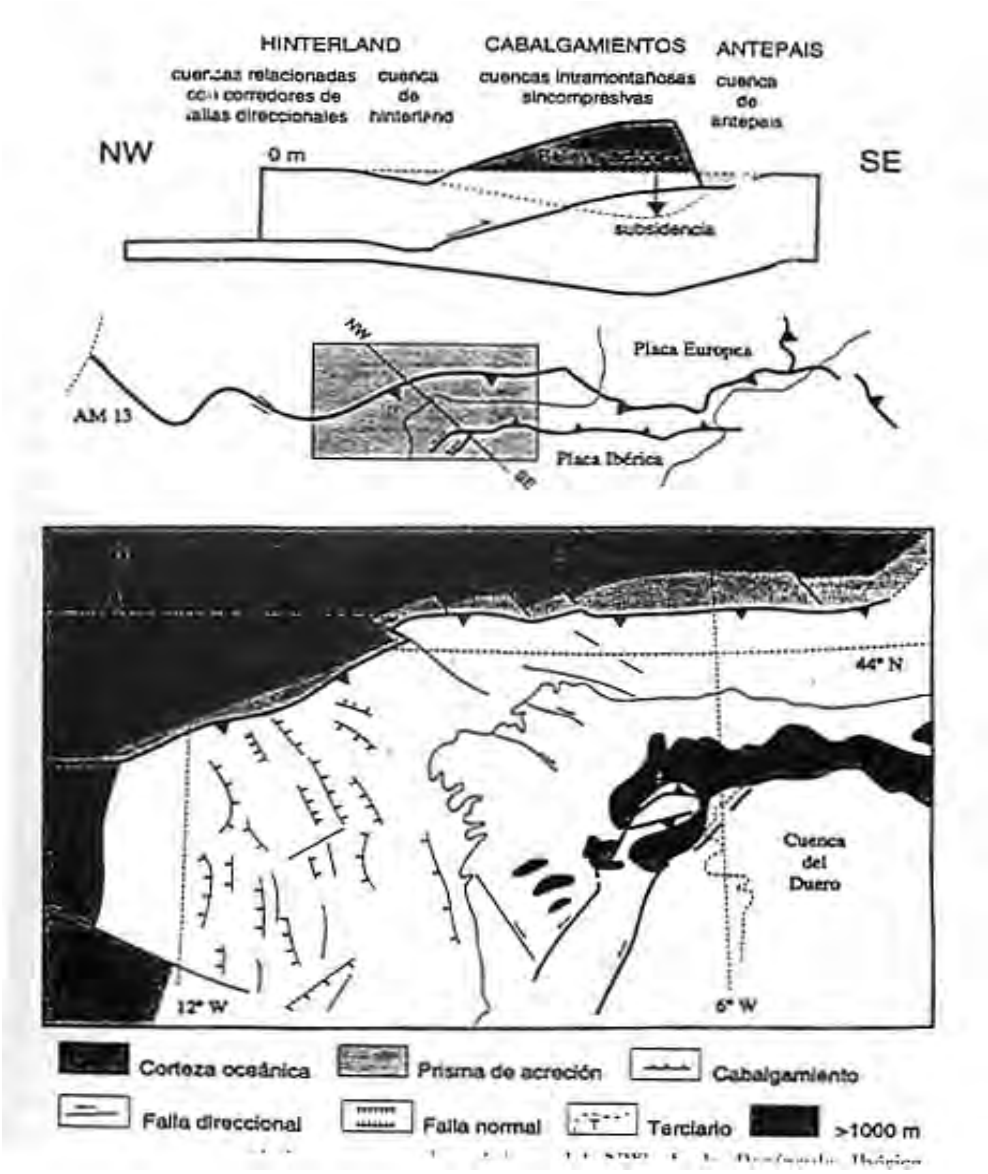

Fig. 1. Grandes unidades estructurales alpinas del NW de la Península Ibérica. Elaborado a partir de la fig. 3 de SANTANACH (1994). Leyenda: El orógeno pirenaico se encuentra en el límite de las placas ibérica y europea. La placa europea está representada por la corteza oceánica del Golfo de Bizkaia (en gris oscuro). La placa ibérica (en blanco) está representada por la plataforma continental, adelgazada por fallas N-S; y la corteza continental emergida, con cabalgamientos, fallas direccionales y relieves por encima de 1000 m (en negro). En el límite de las dos placas se encuentra el frente de subducción y el prisma de acreción (gris claro).

1. PRESENTACION

1.1. Antecedentes

Galicia (Noroeste de España) es una zona con una geología propia de terrenos antiguos: afloramiento predominante de sustrato cristalino (granitoides o metamórfico) y cobertera reciente (cenozoico) poco significativa (cuantitativa o en superficie). Morfológicamente Galicia ha sido siempre definida como un relieve maduro rejuvenecido por el encajamiento de la red de drenaje asociado a levantamientos litosféricos, (isostáticos, epirogénicos u orogénicos), aunque también por los cambios en el nivel del mar debidos a las oscilaciones glacioeustáticas pleistocenas. En la formación del relieve gallego se pueden distinguir dos etapas: la pre-geomorfológica y la geomorfológica (VIDAL ROMANI, 1996), que abarca los últimos 65 millones de años. De la primera apenas si se reconocen depósitos o formaciones geológicas, nunca asociadas a formas, pero con significado paleogeográfico y paleogeomorfológico. Es el caso de la Unidad Ollo de Sapo, o del límite sur de la Unidad de Ordenes, que, aun siendo esencialmente unidades geológicas, poseen un adicional significado paleogeográfico al interpretarse como bordes de sutura de edad paleozoica entre Gondwana y Laurasia. La misma Unidad de Ordes tiene un caracter alóctono, al haberse emplazando en su posición actual en el Devónico inferior (RIES y SHACKLETON, 1971), lo que hace suponer ya para entonces una superficie subhorizontal a cuyo favor se habría producido el cabalgamiento de aquella unidad geológica. En todos estos casos o en otros muchos, aun no conservándose forma alguna por el arrasamiento erosivo posterior, podemos suponer un valor pregeomorfológico a la propia unidad litológica, al no ser demasiado ajena a lo que se considera un rasgo geomorfológico.

La etapa geomorfológica s.s., se inicia en el intervalo Pérmico-Triásico y de ella se pueden reconocer restos de superficies, como las partes culminantes en los «horst» submarinos de los bancos de Galicia, Vigo, Porto, etc., fosilizados por evaporitas y calizas recifales de edad mesozoica; triásica según VANNEY et alii (1979) o jurásica para BLACK et alii (1964). Estos depósitos indican para el Cretácico, que la Placa Ibérica era un dominio sumergido somero, o tal vez emergido en el NW (MUÑOZ y SANTANACH, 1995). Pero la identificación del aspecto aproximado de la superficie de Galicia durante el Mesozoico no es por el momento posible, dada la fragmentación finimesozoica de Pangea, proceso durante el que se va a definir la morfología actual de Galicia. En el oeste de Galicia, la separación de las placas Ibérica y Americana iniciada en el intervalo Jurásico-Cretácico inferior, con creación de fondo oceánico en el occidente gallego (BOILLOT y MALOD, 1988), adelgazamiento y fragmentación por extensión de la litosfera, (según fallas lístricas orientadas norte-sur, SANTANACH, 1994), va a producir un escalonamiento del borde continental, con el último peldaño en el borde de la plataforma gallega continental actual. Por el norte, la convergencia de las placas Ibérica y Euroasiática entre el Cretácico superior y el Eoceno, habría supuesto tanto la colisión continental en Pirineos como la subducción bajo la Placa Ibérica a lo largo del

borde sur del Golfo de Vizcaya. De resultas de la colisión continental septentrional se forman el Cabalgamiento Basal Pirenaico (SANTANACH, 1994) y relieves asociados, (Cadena Cantábrica) y, como acontecimientos específicos en Galicia (ver VIDAL ROMANI, 1996), la «emersión de la rasa cantábrica» o la surrección de Cabo Ortegal. El proceso de subducción formaría el prisma de acreción de Cabo Ortegal y la trinchera oceánica asociada, (BOILLOT y MALOD, 1988). En la zona continental la evolución morfológica no es tan bien conocida como en el borde sumergido. A ello se debe la interpretación confusa de la influencia de la orogenia alpina y en particular de la estructura de las fosas terciarias gallegas que desafortunadamente hizo asumir para toda Galicia la idea de una tectónica distensiva o, paradójicamente, de abombamiento de los llamados bloques corticales. A partir de cualquiera de los dos supuestos se generaría un paisaje de horst y graben o de «teclas de piano» (CARLÉ, 1949; HERNANDEZ-PACHECO, 1949; BIROT y SOLE, 1954; LLOPIS, 1958; NONN, 1966; PANNEKOEK, 1966; 1970; ALIA, 1976; MALDONADO, 1979, MARTIN SERRANO, 1979, 1982, 1988, 1989, 1991 a y b, 1994 a y b; HERAIL, 1984; ARAUJO et alii, 1982, 1988; VERGNOLLE, 1985, 1987, 1990; PEREZ ALBERTI,1990; etc.,). Estos bloques, o la bóveda definida por ellos en el dominio gallego u noroccidental ibérico se inclinaría hacia el mar en transición gradual desde los Montes Galaico-Leoneses (BIROT y SOLE, 1954; TORRE ENCISO, 1954, 1958, 1970; MARTIN-SERRANO, 1994a). De éste hundimiento resultaron, según algunos autores, las Rias en la costa occidental (NONN, 1966; PANNEKOEK, 1966; 1970; TORRE ENCISO, 1954, 1958, 1970). Estas ideas han sido aceptadas sin apenas modificación hasta 1983 cuando se comienza a interpretar la génesis del relieve gallego según la tectónica de placas. (ver VIDAL ROMANI, 1983, 1984, 1989, 1991, 1996; TWIDALE y VIDAL ROMANI, 1994; PAGES 1996, YEPES TEMIÑO, 1998; FERRUS PINYOL, 1998). Si en un principio el modelo de horst y graben parecía aparentemente confirmado por las investigaciones realizadas en la plataforma continental gallega y zonas adyacentes, (BLACK et alii., 1964; BOILLOT, 1986; BOILLOT et alii, 1971a; 1971b; 1971c; 1985; 1988b; 1989; VANNEY et alii, 1985), más adelante hemos podido constatar que la tectónica extensiva en la zona sumergida occidental no tiene nada que ver con la actuante en la zona emergida en la misma época. En efecto, las cuencas terciarias lignitíferas, nunca se corresponden con graben. En su lugar hemos podido distinguir hasta el momento tres tipos de fosas tectónicas: las asociadas a fallas direccionales (Maceda, Xinzo de Limia, Verín-Chaves, etc.), las que se forman como cobijaduras bajo fallas inversas, (Quiroga, A Rúa, etc.), (MONGE, 1987; BACELAR et alii, 1988, 1992; SANTANACH et alii,1998; DE VICENTE et alii, 1992; FERRUS PINYOL, 1994, 1998; SANTANACH 1994, 1998) y las depresiones grabadas o de corrosión química, nunca afectadas por la tectónica, o si lo fueron en cualquier caso pasivamente, (Monforte), (YEPES, 1998). La confusión entre formas tectónicas y formas de corrosión química (etche

forms) ya había sido señalada previamente en otras zonas de Galicia, (PAGES y VIDAL ROMANI, 1997 a). La investigación de la tectónica terciaria pone de manifiesto además la importancia de estructuras alpinas, como el Cabalgamiento Basal Pirenaico (SANTANACH 1994, 1998), o la Cordillera Bética, (SANZ DE GALDEANO et alii, 1998) en la morfología actual de la Placa Ibérica. La primera estructura fue definida inicialmente sólo para el este de la Península Ibérica (SANTANACH 1994), aunque ahora se haya extendido su aplicación hasta el extremo occidental de la Península Ibérica, (SANTANACH 1994, 1998; YEPES, 1998). En nuestra opinión el modelo propugnado por SANTANACH (1994) no es equiparable al caso gallego, que posee unas dimensiones más modestas que las de un borde de colisión tipo andino y además, ha experimentado una actividad de subducción más corta y que ahora parece detenido. Los estudios más recientes lo confirman así puesto que FERRUS PINYOL (1998) y SANZ DE GALDEANO et alii (1998) determinan que las tasas de subsidencia, o las de levantamiento deducidas para la tectónica alpina en ambos extremos de la Placa Ibérica, han sido contínuas manteniéndose prácticamente constantes durante millones de años y dando lugar a efectos muy diferentes en el Norte y en el Sur de la Placa Ibérica. Prueba de ello es la respetable altura de los relieves alpinos en las Béticas y en el Pirineo o sus equivalentes en Galicia. Asi parece reafirmarse más la idea de una evolución geomorfológica en equilibrio para el Noroeste de la Península Ibérica (PAGES, 1996 CANTANO, 1996; PAGES y VIDAL ROMANI, 1997 a y b, YEPES, 1998; SANZ DE GALDEANO et alii, 1998) y queda como un modelo sobrepasado el catastrofista de los grandes y súbitos hundimientos o levantamientos.

Parece que la clave de la morfología actual en la Península Ibérica radica en su individualización del megacontinente Pangea, proceso iniciado aproximadamente hace 200 millones de años y que aun continúa evolucionando.

En éste trabajo se describen los efectos de la individualización cenozoica de la Placa Ibérica en la provincia de Orense (Galicia), una zona situada en el límite de dos dominios de evolución geodinámica contrapuesta durante el Cenozoico: el atlántico, distensivo y el cantábrico compresivo.

En el noroeste de la Península Ibérica los efectos de esta separación, aunque contrarios, se van a manifestar dando lugar al mismo efecto geomorfológico: el rejuvenecimiento de la red. En el oeste la reactivación fluvial es producida por un descenso en el nivel de base causado por el estiramiento de la litosfera y su contracción por enfriamiento a medida que se separa de la zona de *rift* centroatlántica. En el norte, por el contrario se deberán al encajamiento, por erosión remontante, de la nueva red fluvial cantábrica, que intenta penetrar con grandes dificultades hacia el interior de la Placa Ibérica desde la nueva línea de costa neógena, a medida que el borde norte se levanta por recuperación isostática, luego de la colisión paleógena. Algunos autores han señalado este tipo de efecto tanto para la cornisa cantábrica en

general (MARQUINEZ, 1992); como para la zona de As Pontes en particular, (FERRUS PINYOL, 1998). El resultado de la incisión es el escalonamiento a lo largo del tiempo y en la vertical de los niveles fluviales, como aparece ya inventariado en los trabajos de numerosos autores (LAUTENSACH, 1945; TEIXEIRA, 1952; VIDAL BOIX, 1941, 1943, 1958, 1960; BUTZER, 1967; HERNANDEZ PACHECO, 1949; VIDAL ROMANI, 1977; ESCUER Y VIDAL ROMANI, 1987; PEREZ ALBERTI, 1990; PAGES, 1996; CANTANO, 1996; PAGES, 1996; YEPES, 1998). Este proceso de incisión contribuye también a la exposición en superficie de relieves grabados o de corrosión quimica (etche forms) en cuya génesis han jugado un importante papel las diferencias estructurales y litológicas propias del substrato hercínico gallego. Si bien la evacuación de las alteritas afecta inicialmente solo al borde costero, cuando penetra en el interior de Galicia se desarrollará preferentemente a lo largo de los cursos principales: Miño, Sil, etc., preservándose en los interfluvios de los cursos principales grandes retazos de los aplanamientos previos o coetáneos a la incisión. Al final, todo este proceso resultará en una morfología de rias al oeste flanqueada por importantes relieves residuales (Pindo, Barbanza, etc) y en el desarrollo de la línea de acantilados en la costa norte, esporádicamente rotos por valles estrechos y fuertemente encajados, que difícilmente pueden atravesar la divisoria cantábrica hacia el sur. Este trabajo complementa los ya realizados hasta el momento en la región noroeste del Macizo Hespérico Peninsular, (HERNANDEZ-PACHECO, 1949, BIROT y SOLE, 1954; NONN,1966; VILLASANTE y PEDRAZA, 1984; VERGNOLLE, 1990; PAGES, 1996; FERRUS PINYOL, 1998) y los otros más al sur (GOMEZ AMELIA, 1982; CANTANO, 1996).

1.2. Elementos morfológicos del área estudiada

Dada la carencia de criterios de datación se ha establecido una cronología relativa con la secuencia de generación de los elementos morfológicos reconocidos en el área de trabajo. Las formas generalizadas en toda el área de trabajo son los aplanamientos o sus restos, los encajamientos o incisiones y los relieves residuales convexos o cóncavos. Para definir la antiguedad relativa de cada elemento morfológico, se han utilizado exclusivamente criterios como altura y estado de degradación.

1 2.1. *Los elementos morfológicos sumergidos*

Normalmente no han sido considerados al hallarse ahora por debajo del nivel del mar, pero tienen una gran importancia a la hora de definir el relieve. Según VIDAL ROMANI (1996) los principales elementos de la costa atlántica son: la plataforma continental; los horst (Bancos de Galicia, Vigo y Porto), la fosa marginal (Depresión de Valle Inclán) y las rías bajas (Muros, Arousa, Pontevedra y Vigo), medias (Camariñas, Corme y Laxe, A Coruña, Betanzos, Ferrol) y altas (Cedeira, Ortigueira, Barquero); y en la costa cantábrica: la plataforma continental, la trinchera oceánica del Golfo de Vizcaya y el

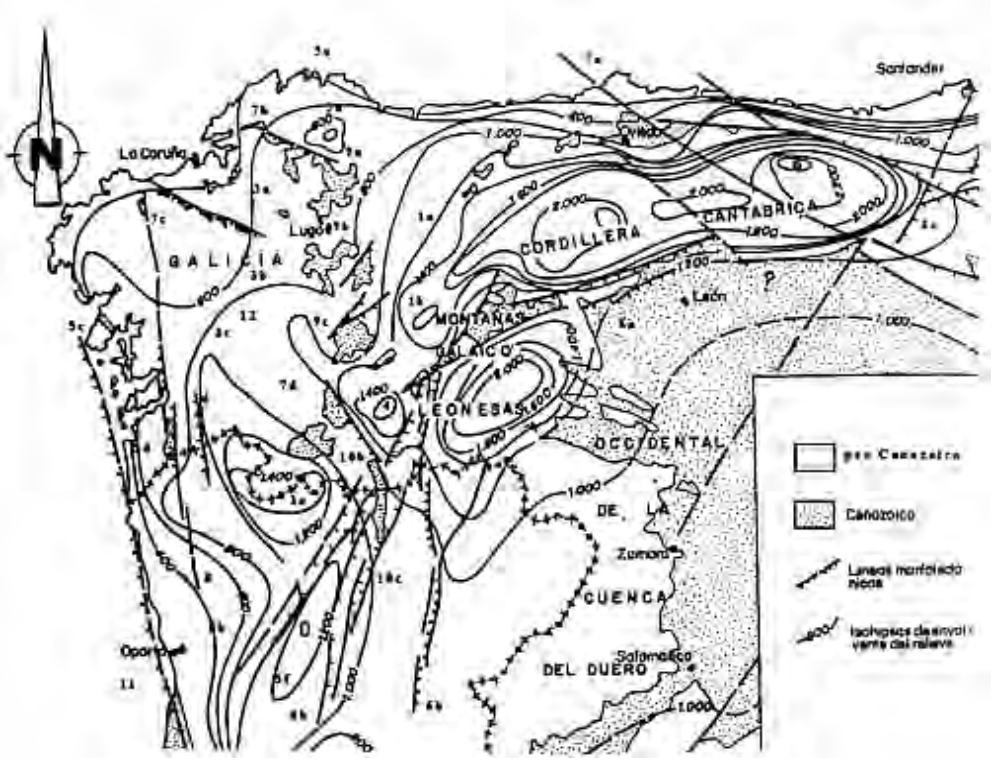

Fig. 2. Elementos geomorfológicos del NW de la Península Ibérica (área emergida). Elaborado a partir de la Figura 12 de MARTÍN-SERRANO (1994a). BLOQUES MONTAÑOSOS: 1 Cordillera Cantábrica (1a Ancares, 1b O Courel); 2 Montes Galaico-Leoneses; 3 Macizo Galaico-Duriense (3a Cova da Serpe; 3b Faro; 3c Testeiro; 3d Suido; 3e Peneda-Xerés; 3f Marao); 4 Sª de Queixa-San Mamede; 5 Bloques litorales (5a Xistral; 5b da Carba; 5c Barbanza; 5d Galiñeiro; 5e Rasa cantábrica). FALLAS: 6 Cabalgamiento Basal Pirenaico (6a cabalgamiento *s*; 6b fallas direccionales; 6c Fosas del río Sil); 7 Corredores de fracturación direccional NW-SE (7a Ventaniella; 7b As Pontes; 7c Meirama; 7d Maceda). FOSAS: 8 Depresión meridiana Carballo-Tuy; 9 Cubetas Lucenses (9a Terra Chá; 9b Sárria; 9c Monforte de Lemos); 10 Fosas Ourensanas (10a Maceda; 10b Xinzo da Limia; 10c Verín); 11 Rías Baixas. SUPERFICIES DE EROSION: 12 Superficie Fundamental.

frente de subducción con su prisma de acreción, (Figura 1).

1.2.2. *Los elementos morfológicos emergidos*

Entre los que actualmente se sitúan por encima del nivel del mar, aunque en el pasado estuvieran en algún momento bajo el agua, distinguimos (Figura 2): los residuales montañosos, las depresiones de alteración, las fosas tectónicas y las superficies de alteración. Estas últimas se analizarán en un apartado específico.

1.2.2.a. *Los residuales montañosos*

Las sierras gallegas se pueden asimilar a grandes morfologías residuales con un nivel de cumbres bien desarrollado, que corresponde a restos de superficies o aplanamientos previos. Las principales son: la Cordillera Cantábrica, los Montes Galaico-Leoneses, el Macizo Galaico-Duriense, el Macizo Central Ourensano (sierra de Queixa-San Mamede), el Bloque Litoral Atlántico y el Bloque Litoral Cantábrico.

El dominio gallego de la Cordillera Cantábrica se encuentra al este de Lugo comprende las sierras de Ancares y O Courel. La linea de cumbres de este bloque se alarga de este a oeste, pero al acercarse a Galicia describe una inflexión y se orienta en dirección noreste-suroeste (Figura 1).

Los montes Galaico-Leoneses definen el límite sureste de Galicia; y engloban los montes de León y las sierras de la Cabrera, Segundeira, Eixe, Calva y O Canizo.

El Macizo Central Ourensano también conocido como sierra de Queixa-San Mamede, ocupa el centro de Ourense. Se pueden considerar estribaciones del Macizo las sierras de O Burgo y A Moa, al noroeste; y los montes do Invernadoiro y sierra do Fial das Corzas, al sureste. En conjunto el Macizo Central Ourensano presenta unos límites definidos por el norte (el encajamiento del río Sil) y por el oeste (el escarpe de la Falla de Maceda).

El macizo Galaico-Duriense agrupa, de norte a sur, las sierras da Loba, Cova da Serpe, Faro, Testeiro, Suido, Faro de Avión, Xerés-Laboreiro y Marão; este macizo se alarga en dirección norte-sur, dividiendo Galicia en dos sectores; de los cuales el septentrional (Sierra de Faro Cova da Serpe y Loba), constituye un relieve residual de un aplanamiento anterior a la Superficie Fundamental de Galicia de BIROT Y SOLE (1954).

El Bloque Litoral Atlántico define unos relieves orientados norte-sur (sierras de A Ruña-Pindo, Barbanza, Castrove, Morrazo, Galiñeiro y Argallo), que se escalonan hacia la costa y están dislocados por las Rías Baixas. Por su parte el Bloque Litoral Cantábrico define unos relieves orientados oeste-este (sierras da Capelada, Xistral, da Carba, Lourenzá y Buio-Cabaleiros).

1.2.2.b. *Las depresiones de alteración y fosas tectónicas*

Distinguimos seis tipos: La Depresión Meridiana (CARLE, 1949; NONN, 1966), las Cubetas Lucenses o Accidente Meridiano (CARLE, 1949; VERGNOLLE, 1990), las Fosas Ourensanas, los Corredores de fallas direccionales del noroeste de Galicia (SANTANACH, 1994), las Rías Baixas y las fosas del río Sil.

La Depresión Meridiana se reconoce al oeste de Galicia (entre Carballo y Tui); y se define como una zona baja, alargada norte-sur con casi 200 km de desarrollo. Este accidente no llega a afectar a los ríos principales (Tambre, Ulla, Umia, Lérez, Verdugo y Miño), que la cortan transversalmente. Ha sido interpretada sucesivamente como una fosa tectónica, (CARLE, 1949), un *rift valley* (PANNEKOEK, 1966) y en la actualidad (PAGES y VIDAL ROMANI, 1997 a y b), como una forma de

corrosión química o grabada, vaciada de alteritas por erosión fluvial.

Las llamadas Cubetas Lucenses (CARLE, 1949; VERGNOLLE, 1990) se alinean en dirección norte-sur en torno al contacto entre la Zona Astur Occidental Leonesa y la Zona Centro Ibérica; si bien en algunos casos se trata de manchas de terciario de poca potencia sin relación con sistemas de fractura, en otros casos parecen asociarse a fracturas NNE-SSW a NE-SW. En algunos casos, (Sarria y Monforte), han sido definidas como disimétricas: el borde este con un escarpe suave formado por rocas metamórficas y fosilizado por el relleno, el borde oeste formado granitos con escarpes definidos por falla inversa (SANTANACH, 1994). En cualquier caso no existe aun un estudio pormenorizado de ellas.

Las Fosas Ourensanas (Maceda, Xinzo y Verín) se han considerado como limitadas por un conjunto de *horst* basculados al sur y sureste, (MARTIN-SERRANO, 1994a) y en el caso de Maceda, se ha llegado a interpretar como un semigraben con relleno detrítico y facies distinta a las Cubetas Lucenses (ARAUJO et al, 1988; PEREZ ALBERTI, 1990).

Los llamados Corredores de fallas direccionales del noroeste de Galicia (SANTANACH, 1994) se alinean en dos surcos orientados de WNW-ESE a NW-SE. La fractura septentrional se asocia a las fosas de As Pontes y, según NONN (1966), parece desnivelar el Bloque Litoral Cantábrico de la Superficie Fundamental de Galicia. Al corredor meridional corresponden las fosas de Meirama, Laracha, Xanceda, Boimorto, etc.

Las fosas del rio Sil (El Bierzo, O Barco, A Rúa y Quiroga) se desarrollan en un tramo muy encajado, orientado ENE-WSW (Figura 1). Recientemente se han relacionado con importantes fracturas: los Corredores del Sil (hercínico) (VERGNOLLE, 1990) y el Cabalgamiento Basal Pirenaico (alpino) (SANTANACH, 1994). Las Rías Baixas (Muros-Noia, Arousa, Pontevedra y Vigo) se han excavado cortando transversalmente a la Depresión Meridiana.

2. LAS SUPERFICIES DE APLANAMIENTO

Se han llegado a distinguir hasta ocho niveles de aplanamiento (ver Figura 3 y Tabla 1). Entre las superficies, a veces la transición es gradual y uniforme, lo que dificulta definirlas por un límite neto. La altura que señala la superficie es la media. La altura máxima señala los relieves residuales de la superficie previa y la altura mínima, las superficies degradadas adosadas a la principal. La extensión de cada aplanamiento se calculó en km^2 y en el porcentaje absoluto.

2.1. El aplanamiento de Serra de Queixa (R_{1600})

Las alturas culminantes de este aplanamiento (Cabeza de Manzaneda, 1781 m; los Majadales, 1750 m), se interpretan como formas o relieves residuales de una superficie más antigua. En general se conserva bien en los extremos septentrionales de la Serra de Queixa-San Mamede (Cabeza de Manzaneda, 1781 m), mientras que en el borde meridional se encuentra

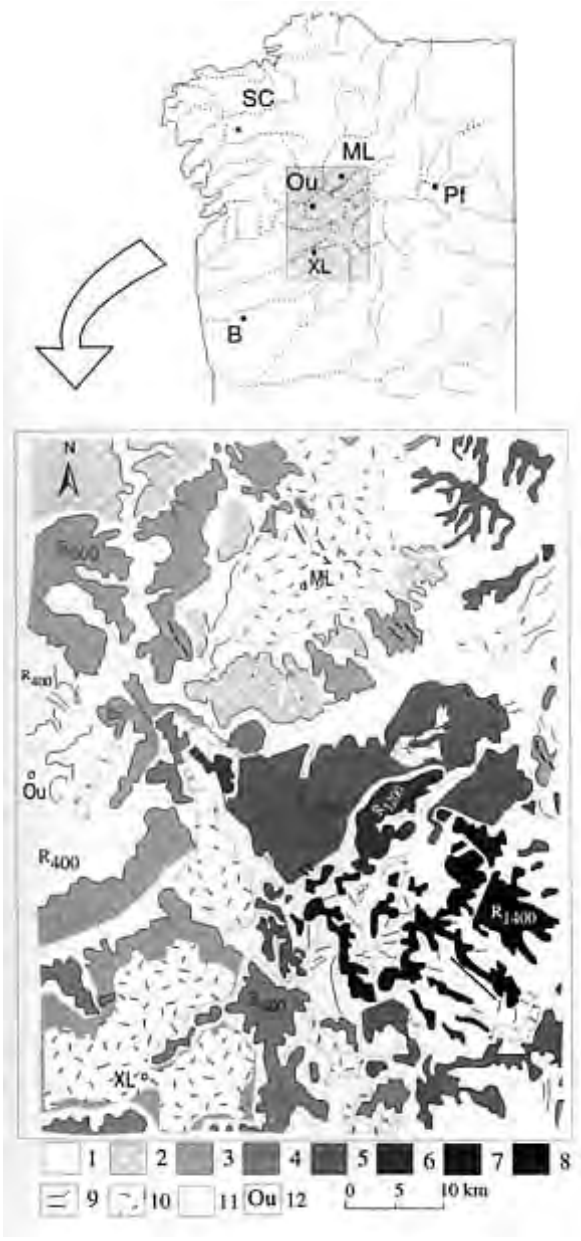

Fig. 3. Localización de la región estudiada en detalle. Se indican esquemáticamente los replanos identificados. Leyenda: 1 R_{400} (300-500 m). 2 R_{500} (500-600 m). 3 R_{600} (600-700 m). 4 R_{800} (700-900 m). 5 R_{1000} (700-1000 m). 6 R_{1200} (1100-1300 m). 7 R_{1400} (1300-1500 m). 8 R_{1600} (1400-1700 m). 9 Crestas de degradación fluvial. Relieves estructurales. 10 Depósitos terciario-cuaternarios. 11 Curso fluvial. 12 Población: B Braga, ML Monforte de Lemos, Ou Ourense, P Ponferrada, SC Santiago de Compostela, XL Xinzo da Limia.

TABLA 1. Relación de aplanamientos identificados en la zona estudiada; rango de alturas en el que se desarrollan y extensión que ocupan. También se incluyen la extensión calculada para las fosas y las vertientes a modo indicativo.

Localidad	Referencia	Altura	Extensión	%
Serra de Queixa	R_{1600}	1700-1300	18.8	2.38
Chaguazoso	R_{1400}	1500-1300	15.5	1.96
Serra do Burgo	R_{1200}	1300-1100	13.8	1.75
Castro Caldelas	R_{1000}	1000- 700	86.6	10.9
Baldriz	R_{800}	900- 700	33.3	4.2
Xinzo de Limia	R_{600}	700- 600	196.1	24.7
Chantada	R_{500}	600- 500	41.6	5.2
Sabadelle	R_{400}	500- 300	23.3	2.9
Fosas	-	-	94.4	11.3
Vertientes y valles	-	-	269.6	34
TOTAL	-	-	793	100

muy degradado, alcanzando la cota mínima en los Altos de Ganzedo (1330 m). La erosión en cabecera del rio Navea ha desmantelado la superficie inicial hasta reducirla al contorno inicial de la misma (morfología de superficie huecas).

Este curso fluvial aprovecha una alineación estructural NE-SW para definir, de forma neta, el borde occidental de la Serra de Queixa. Al oeste del Návea, los Altos de San Mamede (1618 m) y Acebral (1600 m) constituyen dos retazos de la misma superficie; ambos se encuentran en una zona muy afectada por la intensa erosión que realiza el rio Navea. El borde meridional de Cabeza de Manzaneda está definido por un escarpe neto (alineado en dirección NW-SE), al N del cual sólo se identifican algunos restos muy degradados del R_{1600}. Hacia el SE el replano se prolonga ligeramente degradado en los Montes do Invernadoiro (1550 m), o en relieves residuales situados sobre el Replano de Chaguazoso (Brotiais, 1532 m). En resumen, el contorno del aplanamiento está delimitado por dos sistemas de fracturas: uno de dirección NE-SW y otro subordinado al anterior de dirección NW-SE.

2.2. El aplanamiento de Chaguazoso(R_{1400})

En la Serra de Queixa se identifica en los Llanos de Chaguazoso, Portela das Merendas (1400 m), Serra do Fial das Corzas (1400-1200 m) y Altos do Gancedo (1300 m). En la Serra de San Mamede las extensiones del replano son más pequeñas y menos numerosas: As Donas (1279 m), Lombo dos Gavianes (1360 m) y O Marco (1400 m). Hacia el este se correlaciona con los Llanos de Lamalonga (1445 m) y la Serra do Canizo (1469 m), en la vertiente occidental de la Serra do Eixe; y hacia el sur con la superfi-

cie de cumbres de la Serra de Gerez-Xurés (1556 m). En los valles de los ríos Navea y Camba se han preservado extensos retazos de superficies-terraza correspondientes a este aplanamiento que señalan la existencia de una red fluvial muy antigua, con una geometría radial centrífuga desde el R_{1600}. Los restos de alteritas indican que este replano tiene un origen etche (corrosión química o grabada) y por su grado de desmantelamiento se puede considerar una superficie hueca.

2.3. El aplanamiento de la sierra do Burgo (R_{1200})

La única representación de este nivel en la zona estudiada es el replano de la Serra do Burgo. Se trata de una cuerda secundaria de la sierra de San Mamede alargada en dirección NE-SW. Sus límites vienen definidos en el borde occidental por un escarpe morfoestructural de dirección NE-SW. El límite oriental viene definido por el encajamiento del rio Navea. Este aplanamiento podría correlacionarse con las superficies de las sierras de Pisco, Pena y Larouco que constituyen residuales estrechos, alargados en dirección NE-SW.

2.4. El aplanamiento de Castro Caldelas (R_{1000})

Tiene una buena representación en el área estudiada. Se encuentra adosado a las sierras do Courel, Queixa y San Mamede.

En el sector Queixa-San Mamede, pueden reconocerse sobre este aplanamiento restos de antiguas terrazas correspondientes a una red de drenaje de dirección SW-NE parcialmente capturada por el rio Sil. El origen de este aplanamiento es fluvial, aunque se halla muy degradado por incisión de la red (BARRERA MORATE et al, 1989; VERGNOLLE, 1990). Sobre él se conservan aún residuales de una superficie más antigua representada por Monte Meda (1321 m), Monte Cerengo (1235 m), Monte Legua (1311 m), Cabeza Grande (1249 m). Sus bordes corresponden a distintas morfologías que lo delimitan: al oeste el escarpe estructural relacionado con la falla de Maceda (NNW-SSE); al norte el escarpe topográfico ligado al encajamiento del rio Sil (WNW-ESE); y al sur la sierra da Pena Redonda, (NW-SE). En el borde occidental de la sierra de San Mamede existe un retazo del R_{1000} degradado por la incisión fluvial. Este retazo degradado, señala una prolongación meridional al escarpe de la falla de Maceda. En la margen derecha del rio Návea, en la vertiente norte de Cabeza de Manzaneda, los Llanos de Puebla de Trives constituyen otro retazo algo más degradado, del R_{1000}.

Entre las sierras de Queixa y Eixe-Secundeira, se distingue un tercer retazo de esta superficie en el aplanamiento de A Gudiña-Viana do Bolo, bastante degradado hacia el norte y que señalaría un nivel de base antiguo, correspondiente al trazado de un paleo-Camba y un paleo-Bibei. En conjunto, el aspecto que muestra este retazo es el de un corredor; entre A Rúa y A Gudiña. El mismo nivel se sigue en las sierras de Entirnos, Texeiras y Llanos de Carracedo da Serra. Por último, en la sierra de O Courel el replano R_{1000} se equipara al nivel general de cumbres: sierras de Peña Redonda y Trapa, Llanos de Maceiras (Quiroga). Este nivel marcaría con un escarpe estructural, orienta-

do en dirección NW-SE, el extremo oriental de la fosa de Monforte de Lemos.

A escala regional el R_{1000} se podría correlacionarse, por su altitud, con las Serras de Ouribio en Sarria, Faro (1187 m) en Chantada y Faro de Avión (1155 m) en A Caniza.

2.5. El aplanamiento de Baldriz (R_{800})

Representado en Esgos por los altos da Virxe do Monte y en Xinzo da Limia por los bordes de la fosa (excepto el septentrional, equiparable al R_{600}) y por la Serra da Medorra, que se alarga en dirección NE-SW compartimentando la fosa en dos. Hacia el sur del área estudiada se reconocen retazos del R_{800} entre Baltar y Cualedro y en los extensos interfluvios de los sectores Chaves-Bragança y Alcañices (Zamora) (MARTIN-SERRANO, 1988). Otros retazos del R_{800} son las cuerdas degradadas de Penelo (849 m), en Quiroga y Serra de Pena Redonda (Monforte). Las terrazas erosivas de los ríos Sil (Parada do Sil y A Teixeira), Lor, Támega, Riveiriña y Parada incluyéndose también aquí las rampas tipo glacisterraza que hay en las vertientes del rio Sil, al este de Castro Caldelas. Los límites del R_{800} coinciden con lineas estructurales, como ocurría en el R_{1000}. El R_{800} es epigénico a la erosión fluvial; y conserva varios residuales: Monte Meda (1094 m), Monte Talariño (984 m), Monte Penamá (927 m).

2.6. El aplanamiento de Xinzo da Limia (R_{600})

Constituye una superficie contínua en ambas márgenes del rio Miño, entre Rábade (Lugo) y Ribadavia (Ourense) definiendo por tanto un nivel de arrasamiento de alcance regional. Posiblemente esta superficie sea previa al inicio de la sedimentación en la cuenca de Xinzo que, como veremos más adelante, es la más antigua de las cuencas sedimentarias incluidas en este estudio (Chaves-Verín, Lañóa, Maceda, Monforte de Lemos, Quiroga y Xinzo da Limia). En áreas más septentrionales se identifican retazos de esta superficie en la cuenca de Rábade y en la Dorsal Galaica: Serra da Loba y Cordal de Montouto.

En el tramo Rábade-Portomarín, el R_{600} se sigue desde las estribaciones orientales de la Dorsal Galaica hasta las sierras del Mirador y Punazo, al este. En total forma una franja de 40 km paralela al curso del rio Miño. Entre Portomarín y Os Peares, la fosa de Monforte define el límite E del replano, disminuyendo su amplitud a 20 km. En el borde meridional de la fosa de Monforte se individualizan dos retazos más del R_{600}, sobre los que se conservan los residuales de las serras do Marroxo-Monte Vidual (680 m, 816 m) y la sierra de Auga Levada (887 m) aguas abajo de Os Peares. En la margen oeste solo se identifican algunos retazos en la cabecera del rio Avia y en A Caniza; mientras que al E de la alineación Taboadela-Esgos, el R_{600} llega hasta la falla de Maceda. Otros retazos se conservan en torno a los relieves residuales en áreas graníticas que podrían ser restos de la superficie finimesozoica de MARTIN SERRANO (1991), en Monte Pozu (764 m), en A Peroxa; Monte Cabalo (732 m), en Luintra; Monte Boa (692 m), en Taboadela; y Alto do Portelo (834 m) en Xunqueira de Ambia.

El R_{600} se observa al NW de la fosa de Xinzo donde se debe a la degradación por

erosión fluvial como lo confirman los restos de superficies-terraza del rio Arnoia, entre Allariz y Xunqueira de Ambía.

La distribución del R_{600} parece limitada por fracturas y fallas en algunos casos. Como en el extremo oriental, donde limita con los Llanos de Castro Caldelas (R_{1000}) y la Serra de San Mamede (R_{1600}) según el escarpe NNW-SSE de la falla de Maceda.

2.7. El aplanamiento de Chantada (R_{500})

Asociado a la R_{600}, (se incluye como el mismo aplanamiento en los cuadros sinópticos) y al encajamiento de los principales cursos fluviales sus terrazas erosivas más importantes se relacionan con los ríos: Miño (monte Guimil, 561 m), Cabe (Lornís, 500 m), Lor (en la confluencia con el rio Sil, 539 m), Arnoia (Xunqueira de Ambia, 520 m, Allariz, 500 m), Támega (Laza, 540 m) y Sil (A Teixeira, 540 m), (en este caso aún se conservan restos del depósito).

El hecho de que estos cursos no interfieran con la formación y desarrollo de las fosas de Maceda, Monforte y Xinzo permite atribuir al R_{500} (MARTIN SERRANO, 1989, 1993, 1994) una edad posterior (premiocena), a las fosas que se desarrollan sobre ella. El R_{500} alcanza su mejor desarrollo en:1) Chantada, 2) alrededores de la fosa de Monforte (Puebla de Brollón y Sober al sur; Ferreira de Pantón al oeste), y 3) en la fosa de Maceda (con una altura media de 550 m). Sus límites suelen estar definidos por la tectónica. En Chantada el borde meridional del R_{500} viene definido por un escarpe NE-SW, a favor del cual se encaja el rio Asma. En el borde septentrional, cerca de Portomarín, viene señalado por el escarpe de los Montes San Cristobal (826 m) y Rego (756 m) de dirección ENE-WSW.

Las diferencias de cotas que existen entre los replanos R_{500} y R_{600} siempre inferiores a 100 m, hicieron que otros autores dividieran la Superficie Fundamental, en dos pediplanos (BIROT y SOLE, 1954; MARTIN-SERRANO, 1989, 1993).

2. 8. El aplanamiento de Sabadelle (R_{400})

Se sitúa en las inmediaciones de la ciudad de Ourense y en Bóveda. Algunas terrazas erosivas de los ríos Miño, Sil y Támega podrían asociarse a este nivel: 1) en el valle del Miño entre la confluencia del rio Búbal (Os Peares), en la confluencia del R. Barra (Barra do Miño). 2) en el valle del Sil, en la confluencia del rio Bibei (Monte Furado) en Quiroga y en la confluencia del Edo (Arroyo Teixeira). Y 3) en el R. Támega, asociado al fondo del Valle de Laza, entre 510-400 m.s.n.m.

En el entorno de Ourense ciudad (límites de las cuencas de Barra, Loña y Barbaña) la superficie R_{400} corresponde a una superficie etche (superficie de corrosión química o grabada) muy degradada con abundantes residuales de tipo inselberg: colina cónica, castle-kopje y tor; berrocales; y alveolos de alteración (San Ciprián das Viñas y Faramontaos-Lañoa). Tan sólo en los bordes superiores de esta superficie degradada se conservan las cotas originales (A Peroxa,

Paderne, Llanos de Sabadelle y Monte Alegre). Todas estas observaciones apuntan un origen para la R_{400} por corrosión química (etched), con posterior desmantelamiento parcial por erosión fluvial. La otra parte de la R_{400} corresponde a la zona de Bóveda, en la subcuenca septentrional de la Fosa de Monforte. La diferencia de alturas que existe entre ésta y la subcuenca adyacente de Monforte se ha interpretado como debida a la compartimentación y juego de bloques de la cuenca (DE GROOT, 1974). Las dos zonas señaladas, Monforte (350 m) y Bóveda (400 m), actuarían como cubetas; el resto de la cuenca de Monforte se identifica como un retazo de la R_{600} degradada (Serra de Moncai, replano de Ferreira de Pantón). Los relieves residuales que emergen de la serie terciaria se han denominado (YEPES, 1998), relieves pseudo apalachianos según el criterio de MARTIN SERRANO, (1988).

Por debajo de la R_{400} solo se identifican niveles de terraza erosiva y la fosa de Quiroga (280 m).

3. LA RED FLUVIAL

En el sureste de Galicia se diferencian tres grandes cuencas fluviales como son las del Miño-Sil, Limia y Duero, esta última representada en la zona de trabajo por el rio Támega. Dada la ausencia generalizada de elementos susceptibles de datación absoluta o relativa, hemos utilizado el criterio de la incisión de la red en el substrato y la sucesión de terrazas consiguiente para afinar la historia geomorfológica. Para ello se ha tenido en cuenta el número de niveles de terraza diferenciables a lo largo de cada curso, que llega a ser especialmente importante cuando predomina el encajamiento en la vertical sobre otros procesos erosivos. Estos casos parecen corresponderse con etapas de levantamiento; por el contrario, las etapas de divagación lateral son las que desarrollarían niveles de aplanamiento o superficies erosivas, como por ejemplo los Llanos de Castro Caldelas.

Varios autores han estudiado estos cursos. En el río Miño destacan los trabajos de: LAUTENSACH, (1945), TEIXEIRA (1952), NONN (1966), PEREZ ALBERTI (1978), ARAUJO et alii, (1982 y 1990), SOARES DE CARVALHO (1981) y PEREIRA (1991); en el río Bibei el de HERNANDEZ-PACHECO (1949); en el río Cabe el de DE GROOT (1974) y en el río Sil los de HERNANDEZ-PACHECO (1949), VIDAL BOX (1941) y HERAIL (1984). Todos estos rios han circulado aproximadamente, por su recorrido actual durante millones de años, cambiando únicamente su grado de encajamiento en el sustrato.

3.1. El rio Sil (cuenca media)

El rio Sil nace en la vertiente Sur de la Cordillera Cantábrica. Lo analizaremos únicamente en la parte de su trazado correspondiente al área del trabajo. En la comarca de Valdeorras el recorrido del río Sil se ha relacionado con la evolución de la tectónica alpina (VERGNOLLE, 1990; SANTANACH, 1994). Alli sucede que el rio atraviesa transversalmente el ramal más occidental de la Cordillera Cantábrica (sierra de O Courel); definiendo un encajamiento que ha dejado restos de diferentes

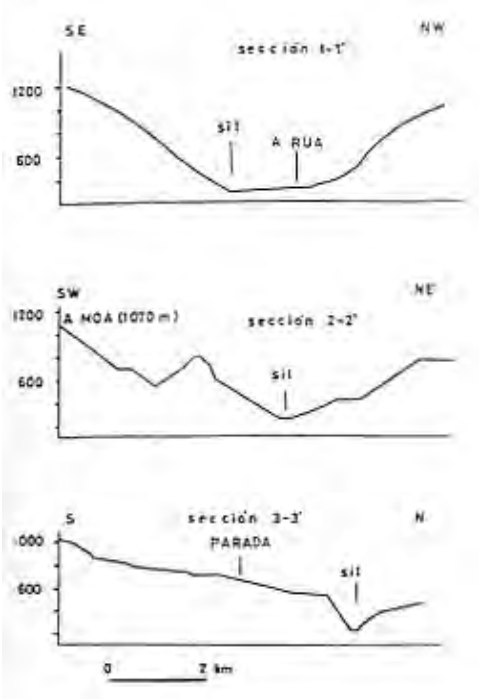

Fig. 4. Esquema geomorfológico del río Sil (tramo Carucedo-Os Peares). Leyenda: 1 encajamiento fluvial (borde superior y vertiente) 2 superficie de erosión 3 relieve residual, rel. residual structural 4 escarpe morfoestructural 5 río, embalse 6 terraza erosiva, terraza con depósito 7 paleocauce 8 nivel de terraza 9 Población B O Barco C Carucedo Cc Castro Caldelas P Parada do Sil Pd Puente de Domingo Flórez Pt Puebla de Trives Q Quiroga R A Rúa.

aplanamientos (R_{1600}, R_{1400} y R_{1200}) (Figura 4) y depresiones con importantes registros sedimentarios (fosas de O Barco, A Rúa y Quiroga; aluviales de Montefurado, Llanos de Larouco y valle de Rubiá). Se han diferenciado tres sectores: O Barco, Quiroga y Os Peares. El Sector O Barco, entre Carucedo y la confluencia del rio Navea (Montefurado); el Sector Quiroga, entre Montefurado y la confluencia del rio Lor; y el Sector de Os Peares, entre el rio Lor y la confluencia al Miño en Os Peares.

En la Tabla 2 se recoge la altura relativa de las diferentes terrazas; y en la Tabla 3 las correlaciones entre las superficies y las terrazas identificadas dentro del encajamiento del Sil.

3.1.1. *El Sector O Barco*

El Sector O Barco se definió entre Carucedo y la confluencia del Navea, en Montefurado. De los tres sectores es el más largo (50 km) y en él se han interpretado más niveles de terraza y los más potentes. También es el que más aplanamientos intercala en la secuencia de terrazas (R_{400}, R_{500}, R_{600}, R_{800}) (Figura 5).

En el tramo oriental (Carucedo-Puente de Domingo Flórez) el río Sil se encaja linealmente en el R_{800} con moderada sinuosidad. En el tramo central del río Sil (Puente de Domingo Flórez-Seadur de Petín) atraviesa dos fosas sedimentarias (O Barco y A Rúa) y una zona con extensos recubrimientos superficiales (Valle de Rubiá). El último tramo diferenciado se encaja dejando los niveles T_2, T_3 y T_4.

Los depósitos superficiales más altos se encuentran en Larouco (540 m), en la terraza T_8 (+240/260 m); también, existen depósitos recubriendo un aplanamiento R_{600} en un valle colateral (Río Rubiá). De los tres sectores diferenciados, éste es el que presenta una mayor dispersión altitudinal de sus terrazas erosivas; éstas cubren la franja que va de

TABLA 2. Cota relativa de terrazas erosivas en cada uno de los sectores estudiados del rio Sil (tramo Carucedo-Os Peares).

OS PEARES	QUIROGA	O BARCO
T_{13} 700m.	-	-
-	-	T_{20} 640/6660 m.
T_{12} 600/620 m.	T_{13} 620 m.	T_{19} 600/620 m.
-	-	T_{18} 580 m.
T_{11} 540/560 m.	-	-
-	-	T_{12} 520/540 m.
-	T_{12} 500 m.	T_{16} 500 m.
-	T_{11} 480 m.	T_{15} 480 m.
T_{10} 440/460 m.	T_{10} 460 m.	T_{14} 440/460 m.
T_9 410/420 m.	T_9 400/420 m.	T_{13} 420 m.
T_8 380/400 m.	-	T_{12} 380/400 m.
-	T_8 360/380 m.	-
T_7 340 m.	-	T_{11} 340/360 m.
-	T_7 320 m.	T_{19} 300/320 m.
T_6 280/300 m.	T_6 280 m.	T_9 280 m.
T_5 240 m.	T_5 240/260 m.	T_8 240/260 m.
T_4 180/220 m.	T_4 200/210 m.	T_7 200/220 m.
T_3 160m.	T_3 160/180 m.	T_6 160/180 m.
T_2 120/140 m.	T_2 140m.	T_5 140 m.
-	-	T_4 100/120 m.
-	T_1 80/100 m.	T_3 80 m.
T_1 40/60 m.	-	T_2 40/60 m.
-	-	T_1 20 m.
T_0	-	T_0 o-10 m.

TABLA 3. Correlación entre aplanamientos y niveles de terraza en cada sector estudiado. Leyenda: R_i aplanamiento; T_i terraza.

	Os Peares		Quiroga		O Barco
R_i	T_i	R_i	T_i	R_i	T_i
1000	-	1000	-	1000	20
800	12,11	800	10,12	800	16,14
600/500	10,87	-	8,7	600/500	10,87
-	-	-	-	400	5,4

los 280 a los 1000 m de altura (Figura 5 y Tabla 2).

Sin embargo en el tramo oriental (Carucedo-Puente de Domingo Flórez) se observan cuatro zonas sin terrazas entre los niveles: T_3 a T_6, T_6 a T_8, T_8 a T_{12} y T_{17} a T_{19}. Excepto el último, todos se encuentran por debajo del R_{800}.

Así, R_{400} se corresponde con T_5; R_{500} con T_7; R_{600} con T_8, al E de O Barco y con T_{10},

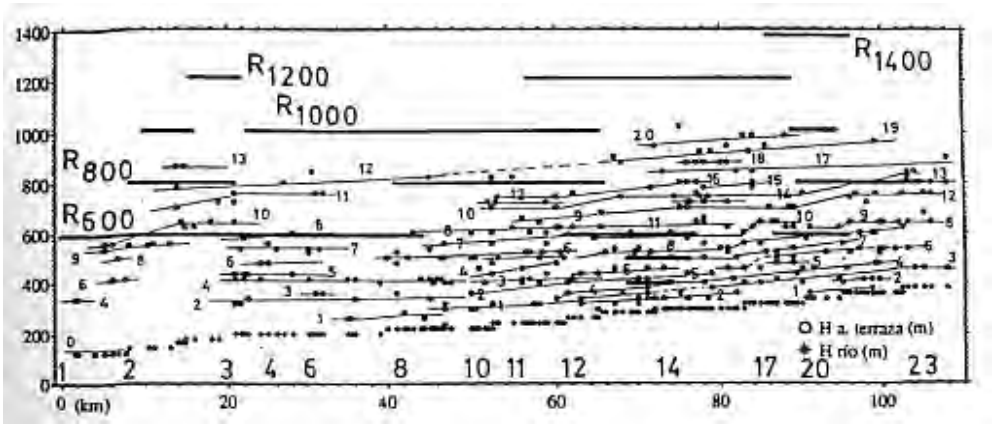

Fig. 5. Perfil longitudinal del R. Sil con las terrazas y aplanamientos intercalados (tramo Carucedo-Os Peares). Leyenda: 1 Os Peares; 2 R. Cabe; 3 Parada do Sil; 4 R. Mao; 5 Castro Caldelas; 6 R. Edo; 7 A° San Xoan; 8 R. Lor; 9 Quiroga; 10 R. Quiroga; 11 R. Soldón; 12 R. Bibei; 13 Montefurado; 14 A Rúa; 15 R. Leira; 16 A° San Xulián; 17 O Barco; 18 A° Entoma; 19 A° Candís; 20 A° Casoio; 21 Puente de Domingo Flórez; 22 As Médulas; 23 Carucedo; H altura del río; Ha altura absoluta de las terrazas; R_i Superficie de erosión. Escala: vertical 1/20.000; horizontal 1/628.571.

al W de A Rúa; y R_{800} con T_{13}. por último, a la altura del R_{1000} solo se encontró un replano cerca de A Rúa; el nivel de terraza más próximo (T_{20}) señala una altura ligeramente inferior. (ver Tabla 3)

3.1.2. *El Sector Quiroga*

Es el más corto (22 km) de los tres diferenciados en este estudio. Va desde la confluencia del río Navea hasta la del río Lor. Se distinguen tres tramos (Figura 4): El Tramo oriental (río Navea-Bendilló), el Tramo de fosa ss (Bendilló-San Clodio), con una orientación ESE-WSW y el Tramo occidental (San Clodio-río Lor).

Por lo que respecta a las terrazas, se observó mayor número que en el Sector Os Peares, habiéndose interpretado trece niveles diferentes (Figura 5 y Tabla 2). En este sector las terrazas se encuentran entre 300 y 820 m. Las correspondencias entre terrazas y aplanamientos indican que las superficies R_{800} y R_{600}, son replanos interterrazas; ya que existen terrazas por encima (T_{13}), o lateralmente en los sectores adyacentes; como el R_{600}, que se correlaciona con los niveles de terraza T_8 y T_7.

3.1.3. *El Sector Os Peares*

El Sector Os Peares se ha definido entre la confluencia del río Lor y la desembocadura del Sil en el Miño (Figura 4). Su longitud es de 40 km y el número de niveles conservado es de 13 (Figura 5 y Tabla 2).

Buena parte del margen meridional está definido por el replano R_{1000}, que hacia

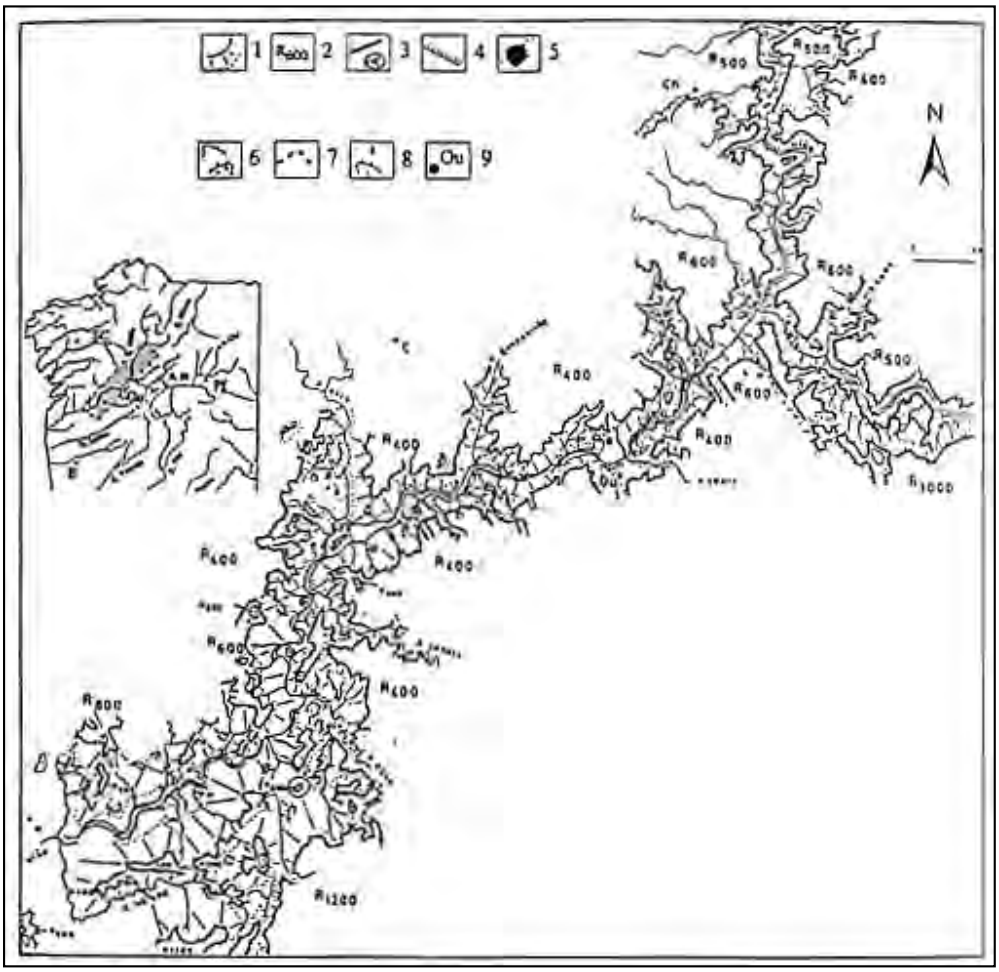

Fig. 6. Esquema geomorfológico del R. Miño (tramo Chantada-As Neves). Leyenda: 1 encajamiento fluvial: borde superior y vertiente; 2 superficie de erosión; 3 relieve residual, relieve residual estructural; 4 escarpe morfoestructural; 5 río, embalse; 6 terraza erosiva, terraza con depósito; 7 paleocauce; 8 nivel de terraza; 9 población: Co Cortegada; C Carballiño; Ch Chantada; L Luintra; M Melgaço; N As Neves; Ou Ourense; P Os Peares; R Ribadavia; S Sabadelle.

el W pasa, de forma escalonada, a un R_{800} y luego a un R_{600}. Por su parte el margen septentrional está formado por los replanos R_{600} y R_{500}, que se suceden.

Hay una franja del encajamiento en la que no se han preservado terrazas. Tiene unos 35 km de longitud y se sitúa en la desembocadura del Sil. La amplitud de la zona sin terraza no es constante, oscila entre 140 y 460 m. Entre arroyo San Juan

y Parada do Sil la franja va de T_0 a T_2; entre Parada do Sil y el río Cabe, va de T_0 a T_9; y entre el río Cabe y la desembocadura del Sil, va de T_0 a T_4.

Se pueden diferenciar dos etapas en la incisión: una etapa Superior (antigua) entre R_{1000} y T_9; y una etapa Inferior (más moderna) desde T_9 hasta el presente.

3.2. El rio Miño (cuenca media).

Nace en la Sierra de Meira (Figura 6). Es el mayor afluente del Sil, con el que confluye en Os Peares. Sus afluentes principales son los rios Avia y Arnoia con los que confluye en las inmediaciones de Ribadavia, aguas abajo de Ourense. Poco después de su nacimiento el Miño entra en el Accidente Meridiano de CARLE (1949) y lo recorre de N a S; de manera similar a lo que ocurre en el caso del rio Xallas, (PAGES, 1996; PAGES y VIDAL ROMANI, 1997b), en que el curso parece seguir en algún tramo antiguas direcciones mesozoicas. El rio Miño define sobre el Accidente Meridiano un extenso aplanamiento en torno a los 500 m que es la denominada Superficie de Chantada, (BIROT Y SOLE, 1954). Los límites del aplanamiento viene señalados por ejes montañosos con direcciones meridianas: Serra da Loba, Coba da Serpe y Careón al Oeste; y Serra do Mirador y Poñago al Este. El sustrato formado por materiales paleozoicos de la Zona Astur Occidental Leonesa de JULIVERT et al (1980) es la base de las cuencas terciarias de Vilalba y Sarria. En este tramo el Miño presenta un alto índice de sinuosidad y amplias llanuras de inundación, siendo el encajamiento poco significativo al desplazarse sobre una superficie antigua bien conservada.

Entre Portomarín y Os Peares, el rio atraviesa el anticlinorio del Ollo de Sapo y pasa a la Zona Centro Ibérica de JULIVERT (1980). En este tramo el Miño se encaja profundamente en la Superficie de Chantada evitando la fosa de Monforte.

En Os Peares confluyen perpendicularmente los ríos Búbal y Sil, aumentando considerablemente el caudal de la red. A partir de alli el sustrato es predominantemente granítico.

Entre Os Peares y Ribadavia el río mantiene una dirección NE-SW, la erosión lateral ha desmantelado la R_{600} y elaborado un aplanamiento intermedio, la R_{400}, por el que circula también encajado. En Ribadavia choca contra la Dorsal Gallega de BIROT (1954) desviándose; y durante unos 15 km retoma una dirección N-S. En este tramo (Ribadavia-Cortegada) el Miño se encaja en el aplanamiento R_{600}.

La última unidad orográfica que atraviesa el Miño es la Depresión Meridiana de NONN (1966). Como en el caso de la Dorsal Gallega no se observa, a gran escala, una modificación en la dirección fluvial. Sin embargo, a menor escala, se identifican pequeñas inflexiones meridianas en la red (Salvaterra, Goián, Tui).

Un análisis del área seleccionada demuestra la existencia de numerosas superficies-terraza (Tablas 4 y 5) distribuidas en dos sectores diferenciados (Figura 6): Sector Chantada (30 km.) y Sector Ourense (47 km).

TABLA 4. Correlación de las terrazas erosivas identificadas en el rio Miño (entre Portomarín y Ribadavia).

OURENSE	CHANTADA
T_{15} 360/400 m.	T_9 360/400 m.
T_{14} 310/330 m.	T_8 320/340 m.

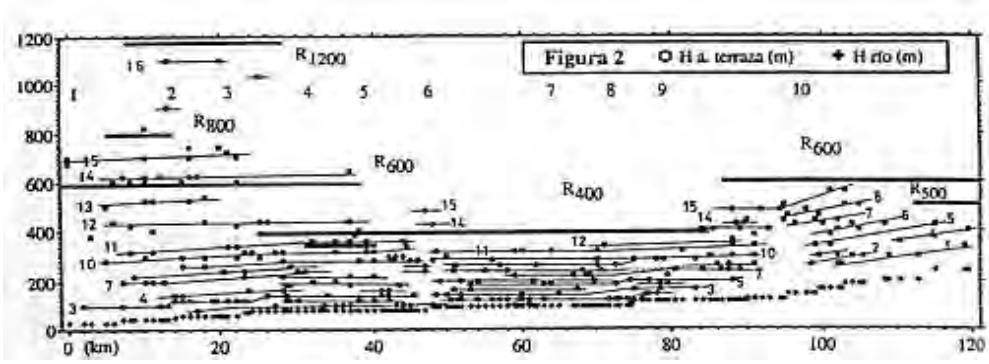

Fig. 7. Perfil longitudinal del R. Miño con las terrazas y aplanamientos intercalados (tramo Portomarín-As Neves). Leyenda: 1 As Neves; 2 Melgaço, 3 Embalse de Frieira; 4 Cortegada; 5 Ribadavia; 6 Castrelo do Miño; 7 Ourense; 8 Barra do Miño; 9 Os Peares; 10 Chantada; H altura del río; Ha altura absoluta de las terrazas; R_i Superficie de erosión. Escala: vertical 1/20.000; horizontal 1/705.882.

T_{13} 290 m.	T_7 260/300 m.
-	-
T_{12} 250 m.	-
T_{11} 230 m.	T_6 220/240 m.
T_{10} 190 m.	T_5 180/200 m.
-	T_4 150/160 m.
T_2 170 m.	-
T_8 150 m.	T_3 140/150 m.
T_7 130 m.	-
-	T_2 120 m.
T_6 110 m.	-
T_5 90 m.	T_1 100 m.
T_4 70 m.	-
T_3 50 m.	-
T_3 30 m.	-
T_1 10 m.	-
T_0 0 m.	-

3.2.1. *El Sector Chantada*

El Sector de Chantada abarca desde Portomarín hasta Os Peares. En él las terrazas quedan limitadas a la franja entre 100-400 m.s.n.m. Entre 300 y 420 m, se da la mayor concentración. En este sector el río Miño se encaja profundamente (de 160 a 450 m) en los aplanamientos R_{500} y R_{600}, manteniendo un gradiente moderado (0,4%). Las terrazas son pequeñas (no superan los 500 m de longitud), están mal conservadas y se localizan preferentemente en el margen derecho. Al proyectar las terrazas sobre el perfil longitudinal del curso se observan dos franjas sin niveles de terraza, zona sin terraza una de las franjas es horizontal y la otra vertical.

La zona sin terraza horizontal define una franja de 100 m entre el aluvial T_0 (+ 0 m) y la primera terraza T_1 (+ 100 m). La zona sin terraza (Band Gap) vertical señala una franja de 8 km de anchura en la que desaparecen los niveles de terraza situados por debajo de la terraza T_7 (+ 260/300 m).

TABLA 5. Correspondencia entre superficies de erosión y terrazas erosivas en cada sector del Río Miño. Leyenda: R_i superficie de erosión; T_i nivel de terraza.

Replano	Sector Ourense	Sector Chantada
R_{600}	-	-
R_{500}	-	T_8, T_9
R_{400}	T_{13}, T_{14}	T_7

De la correlación entre replanos y terrazas se ve como los aplanamientos R_{600} y R_{500} marcan el límite superior del encajamiento. Por debajo hay otras dos franjas, (entre 420 y 300 m.s.n.m.), con una mayor concentración de restos de terraza. En el primer caso es poco evidente su correlación con terrazas de otros sectores estudiados. Sin embargo, hacia Ourense se asocia al aplanamiento R_{400} y el nivel 300 m.s.n.m. se puede seguir hasta Barra do Miño.

En síntesis: 1) además del nivel T_0 hay nueve niveles de terrazas erosivas a diferentes alturas relativas (Figura 7 y Tabla 4); 2) la mayoría de los niveles solo están representados al Sur de Chantada, en un sector donde las terrazas con representación más contínua corresponden a los niveles T_7 y T_6; 3) se observa una zona sin terraza de 100 m entre la última terraza (T_1) y el nivel actual del río; 4) entre Os Peares y Chouzán, distantes 8 km, desaparecen los niveles de terraza T_1 a T_6 inclusive y hay muy pocas terrazas entre Portomarín y Chantada.

3.2.2. *El Sector de Ourense*

Abarca desde Os Peares a Ribadavia. En él las terrazas son frecuentes y con mayor continuidad lateral que en el Sector de Chantada. Su distribución cubre la franja de alturas comprendida entre los 80 y los 480 m.s.n.m., llegándose a contabilizar hasta 15 niveles de terrazas erosivas. El borde superior del encajamiento viene señalado por un replano en torno a los 400 m (R_{400}) que consideramos como una superficie de erosión fluvial, intercalada en la secuencia de terrazas erosivas del rio Miño. En este sector la tónica general es la de valles amplios que desmantelan parcialmente el R_{400}.

Por debajo de ese aplanamiento se identificaron quince niveles de terraza (Figura 7 y Tabla 4). Los niveles T_{13}-T_{15} equiparables al R_{400}, sólo se han preservado en las inmediaciones de Os Peares. En general no es evidente la correlación de los quince niveles identificados, con los definidos previamente (VIDAL-BOX, 1941; GONZALEZ LODEIRO et al, 1974b; CHAMON & FERNANDEZ POMPA, 1974; PEREZ-ALBERTI, 1978; ARAUJO, 1982; 1990) por otros autores.

4. DISCUSIÓN FINAL

4.1. Consideraciones generales

Se ha definido la historia evolutiva para el área estudiada estableciendo una secuencia cronológica relativa basada en criterios como: altura de las superficies, estado de degradación, tipo de límites de los aplanamientos, desarrollo o no de terrazas tanto erosivas como acumulativas, relaciones de estas con los niveles de aplanamiento. Al carecer de criterio alguno para definir basculamientos, hundimientos o levantamientos se ha eludido considerar en la medida de lo posible ese tipo de datos en la historia geomorfológica, o al menos si se ha hecho alguna referencia a

ello sólo lo fué a título de hipótesis alternativa. La secuencia de terrazas definida ha permitido distinguir en los principales ríos, intervalos de encajamiento rápido (caracterizados por la pobreza o ausencia de niveles de terraza), de otros en que la incisión ha sido más lenta con buen desarrollo lateral de niveles de terraza e incluso de superficies de aplanamiento. Aunque aparentemente nuestra aproximación a la historia geomorfológica de la zona es simple nos ha permitido construir su evolución desde el Mesozoico. Conviene tener en cuenta que el problema de la falta de dataciones absolutas es común a gran parte de la vertiente occidental del Macizo Hespérico Peninsular, (NONN, 1966; COUDE GAUSSEN, 1980, 1981; VERGNOLLE, 1990; PEREZ-ALBERTI, 1990; REY, 1990; PAGES, 1996, CANTANO, 1996; YEPES, 1998; FERRUS PINYOL, 1998) aunque en el interior de la Península Ibérica (MARTIN SERRANO (1988) los criterios de datación y correlación parecen más precisos.

Aunque las cuencas terciarias comprendidas en la zona de trabajo (Maceda, Xinzo de Limia, Quiroga, Monforte de Lemos), son mal conocidas, utilizando los criterios propuestos en nuestro trabajo, es posible definir para ellas una cronología relativa dentro de la secuencia de terrazas y superficies correspondiente a la zona. Esto ha permitido rectificar afirmaciones de autores anteriores (NONN, 1966; VERGNOLLE, 1990; PEREZ-ALBERTI, 1990) y correlacionar nuestra área de trabajo con otras del Macizo Hespérico Peninsular (MARTIN SERRANO, 1988; PAGÉS, 1996; CANTANO, 1996; YEPES, 1998). Está claro que la influencia real de la tectónica en la morfología se empieza a conocer sólo cuando se entiende la historia geomorfológica de Galicia bajo la perspectiva de la tectónica de placas. Ello obliga a desestimar una interpretación del relieve gallego basada en movimientos de bloques o ligada simplemente a procesos distensivos, como lo entendían los autores previos a este trabajo, (HERNANDEZ-PACHECO, 1949; NONN, 1966; VERGNOLLE, 1990; PEREZ-ALBERTI, 1990); siendo ahora evidente que el modelo de bloques solo es aproximadamente válido, (VANNEY et al., 1979; BOILLOT, 1988) para el borde occidental sumergido de Galicia, zona de máximo estiramiento litosférico; pero carece de utilidad en la zona emergida del extremo occidental de la Cordillera Cantábrica, donde se superponen dos tipos de tectónicas: compresiva (la principal) y distensiva (la secundaria).

En la literatura previa se mencionan igualmente como ligadas a la tectónica de bloques, la elevación o subsidencia de estos, sin proporcionar nunca otros datos cuantitativos, (HERNANDEZ-PACHECO, 1949; BIROT y SOLE, 1954; TORRE-ENCISO, 1954, 1958 y 1970; NONN, 1966; DE GROOT, 1974; SOLE, 1983; MARTIN-SERRANO, 1989) que no sean pequeñas discordancias angulares apreciables en la serie terciaria. Concretamente, DE GROOT (1974) alude a una discordancia angular en la Cuenca de Monforte, que no supera 1º. Otros autores (BIROT Y SOLE, 1954; MARTIN SERRANO, 1994 b), abundan en la misma idea basándose en argumentos topográficos. Sin embargo, discordancias

de igual o aun mayor grado son apreciables también en las series terciarias de las cuencas norteñas (As Pontes, Meirama; MONGE, 1987), sin implicar por ello basculamiento alguno sino una deformación de la serie sedimentaria, incluso en épocas subactuales. Sin que ello signifique negar la impronta de la tectónica, mientras que ésta ha producido claramente desplazamientos en la horizontal es difícil, hasta ahora, cuantificar los que existieron en la vertical, si los hubo.

Otro ejemplo de basculamiento de superficies citado en la literatura previa a este trabajo es el que produce la desnivelación entre la Penillanura Baja y la Penillanura Inferior en Maceda. La correlación entre los fragmentos de esa «misma superficie» se basa ya en su parecido morfológico (HERNANDEZ-PACHECO, 1949), o en la similitud de los depósitos tipo raña (Formaciones Pías y Veigachá) que la recubren a ambos lados de la falla de Maceda (PEREZ-ALBERTI, 1990, 1993). Sin embargo ninguno de los dos argumentos es verosímil si se considera por una parte el caracter diacrónico de la raña (MARTIN-SERRANO, 1991) y que los datos de campo señalan una desconexión lateral de los depósitos referidos, en el momento de su sedimentación. En cuanto a la antigüedad de las superficies, parece algo ajustado atribuir una edad pliocena superior a la Penillanura Baja (HERNANDEZ PACHECO, 1949), por lo menos si se acepta que Penillanura Baja y Penillanura Inferior tienen que dislocarse por el escarpe de la falla de Maceda y éste se encuentra bastante degradado en el sector meridional como para tener una edad tan reciente.

Al no existir en la zona de trabajo ningún estudio de detalle sobre la serie terciaria; o una explotación lignitífera, como ocurre en el norte de Galicia, todas las interpretaciones sobre la tectónica terciaria proceden de observaciones de superficie y sondeos, las más de las veces muy espaciados. Todo esto aconseja cautela a la hora de reconstruir la evolución geomorfológica de la zona en el Mesozoico-Cenozoico. Hasta aqui el problema ha sido reconocer la relación entre los elementos morfológicos (terrazas, aplanamientos, encajamientos) y la génesis de las cuencas terciarias presentes en el área; que en algunos casos (Monforte, Xinzo de Limia) son las de mayor extensión de toda Galicia y de muy diversos tipos.

Utilizando criterios diversos podemos intercalar la generación de las fosas terciarias en la secuencia geomorfológica definida. Se distinguen dos direcciones morfoestructurales significativas: NE-SW y NNW-SSE a NW-SE (Figura 1 y 8). La dirección NE-SW se asocia a uno de los extremos occidentales del Cabalgamiento Basal Pirenaico, (SANTANACH, 1994), con una actividad que habría sido direccional sinistra con funcionamiento de tipo *pull-apart*. La dirección NNW-SSE a NW-SE, representada en la falla de Maceda, funcionó como una fractura direccional dextral (SANTANACH, 1994; YEPES, 1998). El hecho de que los escarpes morfoestructurales de Xinzo de Limia estén truncados por la fosa de Maceda, le confiere a la fosa de Xinzo una mayor antiguedad que la fosa de Maceda y que la R_{600}, que lo corta cerca de Luintra, (sierra do Cabalo y Llanos de Monteverde) y a la R_{800} que igualmente hace lo propio cerca de

Esgos (sierra da Virxen do Monte y Llanos de Cortacadela).

Otros de los criterios para la cronología de las cuencas terciarias en la zona los da su relación con la red de drenaje. En efecto, el rio Sil tiene una gran antiguedad, como lo prueban diversos rasgos morfológicos. Por una parte su trazado corta las estribaciones occidentales de la Cordillera Cantábrica y se encaja sobre antiguas superficies de erosión (R_{1000} en Castro Caldelas, R_{800} en El Bierzo y R_{600} en Monforte). Por otra parte, en el proceso de encajamiento evita algunas cuencas terciarias (Monforte de Lemos) y engloba en su trazado a otras (El Bierzo, O Barco, A Rúa, Quiroga), proporcionándonos un dato cronológico relativo. Mas hacia la cabecera del Sil, en la Babia y El Bierzo el rio va encajado entre dos ramificaciones del Cabalgamiento Basal Pirenaico: El más antiguo formado por las sierras de Ancares y O Courel y el más moderno por las sierras Galaico-Leonesas. En ambas se encaja este río, siendo por tanto anterior a ellas. Con todo esto podemos asegurar que el aplanamiento R_{1000} o de los Llanos de Castro Caldelas, constituye uno de los elementos más importantes a la hora de reconstruir la evolución morfológica del área estudiada. Esta superficie, se halla bastante degradada. Se sitúa a unos 1000 m de altitud media, limitada al norte por el residual del monte Seixo, al este por el fuerte encajamiento del rio Sil, al oeste por la fosa de Maceda y al sur por los residuales de las sierras de San Mamede y de O Burgo. Esta superficie fue interpretada como un retazo de superficie etche (o de corrosión química) ya que aún conserva restos del regolito ahora parcialmente desmantelado por erosión fluvial, primero del rio Sil y luego de los rios Mao, Edo y Maus, (YEPES, 1998); episodio al que corresponde un aluvial discontínuo y de escaso espesor, donde se mezclan materiales bien rodados con otros que han sufrido nulo o escaso transporte. Cuando el rio Sil atravesaba la superficie R_{1000} la alteración del sustrato ya existía. Los residuales de monte Seixo, sierra de O Burgo y sierra de A Moa serían restos de una superficie previo a la actual y se conectan a ella por glacis vertiente y/o glacis terraza. Hacia el norte los glacis terraza son el resultado del proceso de incisión realizado por el Sil.

Otra de las superficies que tiene especial importancia en la reconstrucción de la historia geomorfológica de la zona es la R_{600} ya que fue afectada por el Cabalgamiento Basal Pirenaico y se halla fosilizada por la serie terciaria de Monforte. En efecto, el hecho de que el Sil se encaje en un borde del R_{600} y no interfiera con la fosa, no lo interpretamos como que la incisión es previa a la cuenca, como se entendió hasta el momento; sino más bien que se trata de un encajamiento contemporáneo al debut de la elevación pasiva de la cuenca de Monforte de Lemos, aunque haya continuado su evolución con posterioridad. En este mismo sentido la garganta del rio Cabe sería también, según nuestra hipótesis, posterior al comienzo del encajamiento del Sil, teniendo como una de sus consecuencias la de drenar el freático de la cuenca de Monforte, evitando asi su desague hacia el Miño por el norte. Que esto ocurrió asi lo confirman los sistemas de terrazas escalonadas en el trayecto del Cabe desde Monforte a la confluencia con el Sil. La horizontalidad del

relleno sedimentario de la cuenca de Monforte y la incisión del Sil, indiferente a lo que debería ser un área deprimida previa al comienzo del encajamiento aboga nuevamente por un levantamiento pasivo de toda la cuenca, a medida que se va produciendo la compresión/elevación alpina. Este mismo movimiento ayudaría a entender el pinzamiento por una falla inversa de la fosa de Quiroga, sin necesidad de recurrir a la hipótesis de VERGNOLLE, (1990), de un cambio en el sentido de circulación del rio Sil, para explicar el origen de los depósitos de la fosa de Quiroga y su identidad con los de Monforte. La hipótesis de Vergnolle forzaría a aceptar un paleo-Sil con un encajamiento y trazado similar al actual pero con una circulación en sentido contrario lo que es dificil acomodar para un río tan maduro (0.2% de pendiente) que debe invertir su sentido sin aumentar la inclinación de su cauce, (YEPES, 1998). La horizontalidad del relleno sedimentario de la cuenca de Monforte y su no deformación habla mejor de un levantamiento pasivo de toda la cuenca coetáneo a la compresión alpina. Así pues, en Quiroga se encontraría una parte de la serie terciaria conservada en Monforte, pinzada por la falla inversa asociada a la base del Cabalgamiento Basal Pirenaico y en el haz del plano de la falla subhorizontal, se elevaría la cuenca de Monforte; lo que es por otra parte uno de los argumentos del modelo general de MARTIN-SERRANO (1982) para el terciario gallego, sin descartarse en ningún caso su asociación con una tectónica compresiva.

La incisión del Sil permitiría definir tres etapas principales en la formación del relieve gallego: La primera, asignada tentativamente al fini Mesozoico, (PAGES y VIDAL ROMANI, 1997 a y b; YEPES, 1998), respondería a unas condiciones de estabilidad tectónica con desarrollo de superficies tipo etche y sedimentación. A ella se correspondería la formación de relieves *etche* como los pseudoapalachianos de MARTIN-SERRANO (1982) y YEPES (1998). Seguiría la compresión, con el levantamiento de algunas fosas y el pinzamiento de otras mediante fracturas. Finalmente, se habría producido el encajamiento y la formación de la secuencia de terrazas por debajo de la R_{600}. Según esta hipótesis, los depósitos terciarios pinzados en las fosas del Sil serían previos al encajamiento actual del río Sil y , como es lógico, las terrazas situadas por debajo de la R_{600} serían más modernas. Si comparamos los muros de las fosas de Monforte y Quiroga se puede deducir un salto de 80 m como consecuencia del levantamiento alpino. De hecho, al deshacer el salto las superficies quedan prácticamente enrasadas aunque nunca llegarían a estar conectadas, debido lógicamente a los relieves interpuestos cuyos restos se reconocen ahora en los altos de Aldriz, (580 m), probablemente residuales de un relieve previo al encajamiento y al movimiento en la vertical propiciado por la compresión alpina. El desarrollo de terrazas en los rios principales de la zona Sil y Miño es importante por debajo de la R_{1000} y a partir de la R_{600} y, es precisamente en el intervalo entre el desarrollo de ambas superficies cuando se desarrollan las cuencas y se produce la actividad principal en el área de nuestro trabajo.

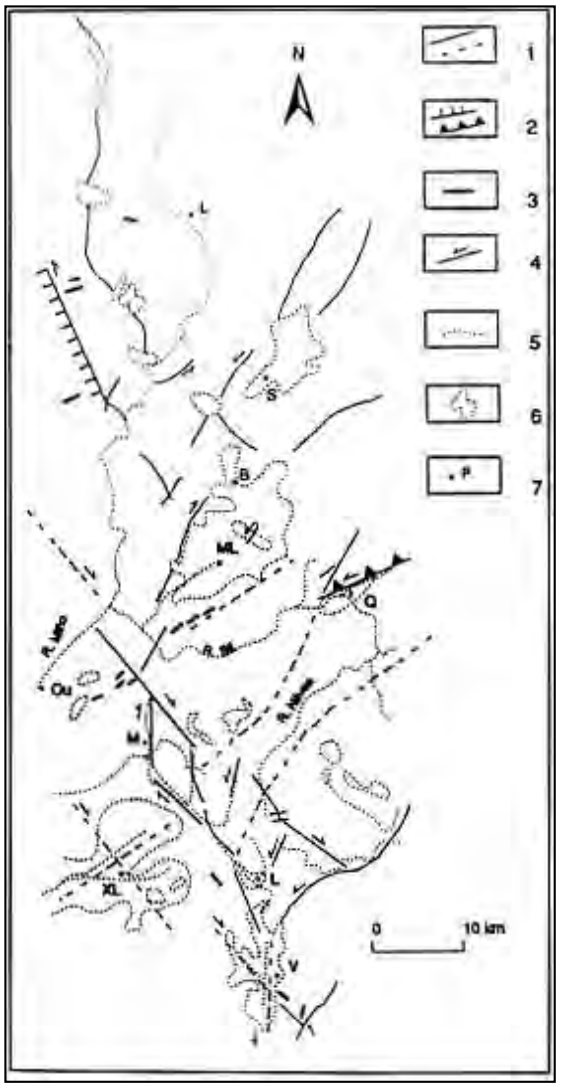

Fig. 8. Esquema morfoestructural de las cuencas terciarias del SE gallego. Como hipótesis, se supone que el movimiento alpino de los bloques en el SE gallego respondería a dos pulsos. El primero con movimiento a favor de fracturas NE-SW. y el segundo con movimiento a favor de fracturas NNW-SSE a NW-SE. Leyenda: 1 Fractura; fractura supuesta. 2 Fractura con indicación de bloque hundido; cabalgamiento. 3 Dique tardihercínico. 4 Sentido del movimiento alpino deducido. 5 Río. 6 Terciario-cuaternario. 7 Población: Bóveda, Laza, Lugo, Maceda, Monforte de Lemos, Ourense, Quiroga, Verín, Xinzo da Limia.

4.2. **Propuesta de interpretación evolutiva**

Después de todo lo dicho, sólo queda establecer el modelo secuencial evolutivo del relieve en este sector de Galicia, una vez iniciada la etapa geomorfológica. Partiendo de una elevación localizada en lo que correspondería al sector somital de la Serra de Queixa, se elaboraría una superficie de corrosión (R_{1600}), a la que seguiría un desmantelamiento de la misma a través de una incipiente red fluvial radial (YEPES, 1998), que permitiría la elaboración de un

nuevo aplanamiento, encajado principalmente en su sector más oriental. La existencia de restos de alteritas permiten atribuir un posible doble origen a este aplanamiento (fluvial y de corrosión), al que se ha denominado como superficie de Chaguazoso (R_{1400}) y que por su desmantelamiento actual corresponde a una superficie hueca. Residual de ésta superficie sería a un nivel más bajo, el aplanamiento de la sierra de O Burgo (R_{1200}), en cuyas laderas se apoyan las rampas (glacis o glacis-terraza) que enlazan con los Llanos de Castro Caldelas (R_{1000}). El nivel R_{1000} sería de origen mixto (corrosión química/erosión fluvial) y estaría ligado al paleo-Sil y sería extensible hasta la Dorsal Gallega (Sierras de Faro, Testeiro, Faro de Avión) por el oeste y hasta las estribaciones de las sierras Orientales (Ouribio, Courel) por el este. Llegado este punto tendríamos dos redes fluviales más o menos definidas: el paleo-Bibei-Xares al E de Queixa, entre ésta y Eixe-Segundeira y otra red al norte, por donde circularía el paleo-Sil.

En un momento posterior y relacionado con el Cabalgamiento Basal Pirenaico, tiene lugar una serie de deformaciones. Primero direccionales de plano subvertical (fosas de Xinzo y Maceda, por este orden cronológico). Y algo después según planos subhorizontales, como cobijaduras ligadas a fallas inversas (fosas de A Rúa y Quiroga), que serían coetáneas, al menos Quiroga, a la cuenca de Monforte, (una fosa de origen grabado que estaría afectada por una elevación pasiva, asociada al Cabalgamiento Basal Pirenaico. Todo esto tendría lugar antes del Mioceno; lo que da una edad paleógena para la R_{800} (superficie de Baldriz) y para la formación de las fosas de Xinzo y Maceda.

Poco después tendría lugar el comienzo del relleno de las fosas de Xinzo y Monforte, sucesivamente, por materiales detríticos procedentes de los relieves circundantes. Este relleno estaría ligado al desmantelamiento de la superficie de corrosión (R_{800}), lo que nos sitúa ya en el Mioceno. Coetáneamente se elaborarían las superficies de Xinzo y Chantada, ambas de origen fluvial; y posteriormente se encajaría el río Sil dando lugar al cañón do Sil; que presentaría una morfología más o menos próxima a la actual, si bien podría atribuírsele una antigüedad mayor, dada la correlación que existe entre R_{800} y los niveles de terraza del Sil, tanto en Os Peares (T_{12} y T_{11}) como en Quiroga (T_{10} y T_{12}) y Valdeorras (T_{16} y T_{14}), que serían resultado de su progresivo encajamiento en los Llanos de Castro Caldelas. El drenaje del rio Cabe, supeditado al del Sil en el margen oeste de Monforte, es claramente posterior al desarrollo de la superficie R_{600} y entraria ya en el Plioceno. El resto de la evolución geomorfológica vendría mejor representada por los niveles de aplanamiento situados por debajo del R_{600} y la secuencia de terrazas inferior.

5. CONCLUSIONES

—La zona objeto de este trabajo se sitúa en el NW ibérico, en la transición entre el borde compresivo de la Cadena Cantábrica y el borde distensivo de la costa atlántica. Su estructura corresponde al desmembramiento occidental del Cabalgamiento Basal Pirenaico y, en parte, a las estructuras tectónicas tardihercínicas reactivadas en el Alpino.

—La cartografía geomorfológica realizada se ha apoyado en tres tipos principa-

les de unidades morfológicas: superficies, residuales convexos y relieves cóncavos; únicos elementos de los que se dispone para elaborar la historia geomorfológica de la zona estudiada, ya que los depósitos que se conservan, salvo los contenidos en las fosas tectónicas terciarias, son poco significativos.

—En la unidad geomorfológica «residual convexo» los más significativos son los llamados relieves pseudoapalachianos, de los que existen formas equivalentes en otras áreas del Macizo Hercínico Peninsular.

—La red fluvial ha evolucionado por dos tipos de procesos asociados a la tectónica. En el norte sobre todo en el frente del Cabalgamiento Basal Pirenaico, encajándose por antecedencia a medida que la colisión en el borde cantábrico ocasionaba la elevación de la Placa Ibérica. Mientras que en el oeste ha evolucionado por procesos de captura, debidos a la erosión remontante de los cursos atlánticos, a medida que se modificaba el nivel de base occidental, como consecuencia del estiramiento litosférico ocasionado por la apertura del Océano Atlántico. Los efectos de estos dos procesos coinciden en la zona estudiada produciendo un patrón de interferencia a veces de difícil interpretación, ya que se superpone a las fracturas tardihercínicas, reutilizándolas parcialmente.

—En general se demuestra más eficaz el efecto de la erosión remontante desde el oeste, que el de elevamiento por colisión-subducción de placas, desde el norte. Tal vez porque el primero está en activo y ha sido contínuo desde el Mesozoico, cuando comienza la apertura del Océano Atlántico. El segundo corresponde, tan sólo, a una breve etapa al final del Paleógeno (fase Diastrófica de Vanney et alii, 1979).

—En la zona estudiada, la erosión remontante que proviene del Atlántico ha provocado un elevado número de capturas fluviales hacia el oeste. Sin embargo, el río Sil, por su carácter antecedente, tiene un predominio local como captador del drenaje.

—En los Llanos de Castro Caldelas, (R_{1000}), se produce una interferencia entre los procesos tectónicos de borde de placa (colisión-subducción al Norte y estiramiento de la litosfera al Oeste), con los procesos tectónicos intraplaca (esencialmente fosas del tipo *strike-slipe fault)*. En ellos se pone en evidencia el carácter antecedente del río Sil, su cambio de trazado a consecuencia de las deformaciones intraplaca y la cronología relativa de la incisión de la red fluvial durante el Cenozoico.

—Se observan dos direcciones morfoestructurales significativas: NE-SW y NNW-SSE. La dirección NE-SW se podría interpretar como la ramificación del Cabalgamiento Basal Pirenaico y estaría representada por la falla de Vila Real. Además habría condicionado la dirección del río Navea y el régimen tectónico en la fosa de Xinzo de Limia. La dirección NNW-SSE estaría representada por la falla de Maceda.

—Las fracturas citadas forman parte de un sistema conjugado de fallas cuya actividad tiene la siguiente secuencia temporal: La fosa de Xinzo de Limia es anterior a la fosa de Maceda, ya que los escarpes morfoestructurales de la primera están truncados por los de la fosa de Maceda. La actividad de esta segunda falla, debe ser sincrónica o

anterior a los replanos R_{600} y R_{800}, que enrasan el escarpe de falla en dos puntos (Esgos y Luintra).

—La antecedencia del río Sil viene probada por: 1) el elevado número de niveles de terrazas erosivas identificados dentro del valle actual; 2) las evidencias de encajamiento sobre todas las superficies presentes en el área de trabajo por encima de la R_{400}; 3) su curso, fuertemente encajado, atravesando las principales estructuras hercinicas y alpinas presentes en la zona de trabajo; 4) sus relaciones con las fosas terciarias a lo largo de todo su trazado.

—Se distinguen, en el área de trabajo, al menos dos tipos de fosas tectónicas terciarias: las que muestran signos de deformación postectónica (Quiroga y A Rua) y las aparentemente intactas, (Monforte de Lemos, Xinzo de Limia y Maceda). Aun admitiendo la misma edad para todas ellas y dadas las relaciones con el encajante, se propone una historia tectónica diferente para cada grupo. Las fosas tectónicas del primer tipo corresponderían, según el modelo de MARTÍN SERRANO (1982), a restos pinzados a favor de fallas inversas coincidentes con el empuje norte-sur, coetáneo a la colisión de las placas Euroasiática e Ibérica. Las segundas habrían sido restos levantados sobre el dorso del Cabalgamiento Pirenaico, como consecuencia de la misma etapa de deformación tectónica (Monforte de Lemos), o bien se trataría de fosas tipo *pull apart* o *strike slipe fault* (Maceda).

—Dado que la colisión antes citada se ha datado aproximadamente como eocena, esto supondría una prolongación de sus efectos hasta el fin del Paleógeno, coincidiendo con las últimas dataciones paleontológicas obtenidas para los sedimentos de la base de la Cuenca tectónica de As Pontes; lo que nos aproxima nuevamente a las ideas de

MARTÍN SERRANO (1982) sobre una antiguedad del terciario gallego, mayor a lo admitido hasta ahora.

6. AGRADECIMIENTOS

Este trabajo forma parte de una Th. D. (YEPES, 1998), que se ha beneficiado de una beca predoctoral de la Xunta de Galicia. Querríamos agradecer las observaciones realizadas a los doctores J de Pedraza, J.M. Vilaplana, J. de D. Centeno, A. Martín-Serrano y E. de Uña, así como las ayudas prestadas en la búsqueda bibliográfica a V. Gorosquieta (Lab. Xeol. de Laxe), D. Gutierrez (I.T.G.E.), H. Esteve y M. Romero (Geología, U.C.M.).

BIBLIOGRAFIA

ALIA MEDINA, M. 1976. Una megaestructura de la Meseta Ibérica. La Bóveda Castellano-Estremeña. *Estudios Geológicos*. 32. Pp: 229-238.

ARAUJO, P. 1990. Geomorfología de la depresión de Ourense. *Boletín Auriense*. 20-21. Pp: 27-39.

ARAUJO, P.; HERNANDEZ-HENRILE, J. L. y SEARA, J. R. 1988. Tectónica extensional y estructura de la Cuenca de Maceda. Galicia. II Con. Geolog. Esp. T:1. Pp: 107-110.

ARAUJO, P. y SEARA, J. R. 1982. Nota sobre la estratigrafía y tectónica de la provincia de Ourense. *Bol. Auriense.* 12. Pp: 58-81.

BACELAR, J.; ALONSO, M.; KAISER, C.; SANCHEZ, M.; CABRERA, L. I.; SAEZ, A.; SANTANACH, P. 1988. La cuenca terciaria de As Pontes, Galicia: su desarrollo asociado a inflexiones contractivas de una falla direccional. *II Con. Geol. Esp. Simposio sobre cuencas en régimen transcurrente*. Pp: 113-122.

BACELAR, J.; CABRERA, L.; FERRUS, B.; SAEZ, A.; SANTANACH, P. 1992. Control tectónico sobre la acumulación de lignitos de la cuenca terciaria de As Pontes. A Coruña. *III Con. Geológ. Esp.* T:2. Pp: 227-238.

BARRERA MORATE, J. L.; FARIAS ARQUER, P.; GONZALEZ LODEIRO, F.; MARQUINEZ GARCIA, J.; MARTIN PARRA, L.M.; MARTINEZ CATALAN, J. R.; DEL OLMO SANZ, A.; DE PABLO MACIA, J. G.; GALLASTEGUI, G.; BEA, F. y VILLASANTE PINTO, R. 1989. *Mapa Geológico de España* escala 1:200.000, nº: 17/27 (Ourense/Verín). I.T.G.E. 284 pp.

BIROT, P. y SOLE SABARIS, L. 1954. Recherches morphologiques dans le NW de la Pèninsule Ibèrique. *Mémoires et Documents C.N.R.S.* 4. Pp: 7-61.

BLACK, M; NEVILLE, M; SEYMOUR, A; & HOYLE, D. 1964. Three non-magnetic seamounts off the Iberian Coast. *Quater J. Geol*. 120. Pp: 477-517.

BOILLOT, G. 1986. Comparison between the Galicia and Aquitaine margins. *Tectonophysics*. 129. Pp: 243-255.

BOILLOT, G.; DUPEUBLE, P. A.; D'OZOUVILLE, L. & SIBOUET, J. C. 1971b. Structure et histoire géologique de la marge continentale au Nord de l'Espagne (entre 4º et 9º W). Hist. Struct. Golfe de Gascogne. *C. R. Som. Soc. Géol. Fr* 6. Pp:1-52.

BOILLOT, G.; DUPEUBLE, P. A.; LAMBOY, M.; D'OZOUVILLE, L. & SIBOUET, J. C. 1971a. Les prolongements occidentaux de la chaine pyréneene sur la marge continentale nord-espagnole entre 4º et 9º de longitude Ouest. *C. R. Som. Soc. Géol. Fr*. 1. Pp: 11-15.

BOILLOT, G. & ROSSEAU, A. 1971. Etude structurale du plateau continental nord-espagnol entre 2º20 et 3º30 de longitude ouest. *C. R. Acad. Sc. París*. 272. Pp: 2056-2059.

BOILLOT, G. & MALOD, J. A. 1988. The N and NW Spanish continental margin: a review. *Rev. Soc. Geol. España.* 1 (3-4). págs: 295-317.

BOILLOT, G.; TEMINE, D. & MALOD, J. A. 1985. Exploration par submersible de la marge continentale au NW de L'Espagne. *Bull. Soc. Geol. France.* 1. Pp: 89-102.

BOILLOT, G.; WINTERTER, E. L. 1988. Drilling on the Galician margin: retrospect and prospect; en: *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, Boillot, G. & Winterer, E.L. (Coord.). 103. Pp: 809-828.

BUTZER, K. 1967. Geomorphology and stratigraphy of the paleolitic site of Budiño. Pontevedra. *Eiszeitalter und Gegenward*. 18. 82-103.

CANTANO, M. 1996. *Evolución morfodinámica del sector suroccidental de la cuenca de Ciudad Rodrigo, Salamanca*. Tesis Doctoral. Universidad de Huelva. 277 pp+ 1 mapa.

CARLE, W. 1949. Die westgalicischen Meeresbuchten. Las rías bajas gallegas. (traducción de Gómez de Llarena). *Estudios Geográficos*. Mayo. 323-330.

CHAMON C. y FERNANDEZ POMPA, F. 1974. *Mapa Geológico de España*, escala 1:50.000, nº: 225 (Ribadavia). I.T.G.E. 34 pp.

COUDE-GAUSSEN, G. 1980. Les serras orientales du Minho (Portugal): orogenèse, modelè granitique, altèrations. *Rev. Geogr. des Pyrénées et du Sud-Ouest*. 51-3. 291-313.

COUDE-GAUSSEN, G. 1981. Les Serras de Peneda et do Geres. Estude geomorphologique. *Mem. Centro Est. Geog*. 5. 254 pp.

DE GROOT, R. 1974. *Quantitative analyses of pediments and fluvial terraces applied to the basin of*

Monforte de Lemos. Bodemkunding Laboratorium van de Universiteit van Amsterdam. 22. 127.

ESCUER, J y VIDAL ROMANI, J. R. 1987. Facies y modelo local de los depósitos aluviales de la cuenca del rio Mero y península de Sada (A Coruña). *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*. 15. 69-83.

ESPINOSA, J. y REY, J. 1983. Caracterizaciones geológicas de las cuencas terciarias gallegas y su interés económico. *Tecniterrae*. 52. 58-69.

FERRUS PINYOL, B. 1994. Estructura de la cuenca de As Pontes. *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe* 19. 73-89.

FERRUS PINYOL, B. 1998. *Análisis de cuenca y relaciones tectónica-sedimentación en la Cuenca de As Pontes (Galicia).* Universitat de Barcelona. Tesis Doctoral. (no publicada).

GOMEZ AMELIA, D. 1982. *La penillanura cacereña. Estudio geomorfológico.* Resúmenes Tesis Doctorales, Fac. Filosofía y Letras, Serv. Publicaciones de la Universidad de Extremadura, Cáceres. 32 pp.

GONZALEZ LODEIRO, F; MARTINEZ CATALAN, J. M. y IGLESIAS PONCE DE LEON, M. 1974b. *Mapa Geológico de España*, escala 1:50.000, nº: 187 (Ourense). I.T.G.E. 22 pp.

HERAIL, G. 1984. *Géomorphologie et gitologie de l'or détritique. Piémonts et bassins intramontagneux du NW de l'Espagne (Le Bierzo, León).* Editions du C.N.R.S. Paris. 456 pp.

HERNANDEZ-PACHECO, F. 1949. Geomorfología de la cuenca media del Sil. *Mem. R. Ac. Ciencias E. F. y Naturales*. 13. 112.

JULIVERT, M.; FONTBOTE, J .M.; RIBEIRO, A. y CONDE, L. 1980. *Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares* escala 1:1.000.000. I.T.G.E. 113+mapa.

LAUTENSACH, H. 1945. Formaçao dos terraços interglaciarios do N do Portugal e suas relaçoes com os problemas da epoca glaciaria. Publ. Soc. Geol. Portugal. 1-39.

LLOPIS, N. 1958. Sobre la tectónica germánica en Asturias. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Natural.* Libro Homenaje a E. Hernández-Pacheco. 415-429.

MALDONADO, A. 1979. Nuevos datos sobre la génesis del yacimiento de lignitos límnicos de Meirama. A Coruña. *Bol. Geol. Min*. 90-5. 468-474.

MARQUINEZ, J. 1992. Tectónica y relieve en la Cornisa Cantábrica. In The late Quaternary *in the Western Pyrenean Region*, Cearreta A. y Ugarte, F. (eds.). Serv. Pub. Univ. Pais Vasco, págs. 143-159.

MARTIN-SERRANO, A. 1979. El conocimiento del lignito y del Terciario en Galicia. Exposición y crítica. *Tecniterrae*. 31. 1-8.

MARTIN-SERRANO, A. 1982. El Terciario de Galicia. Significado y posición cronoestratigráfica de sus yacimientos de lignito. *Tecniterrae*. 48. 19-41.

MARTIN-SERRANO, A. 1988. *El relieve de la región occidental zamorana. Evolución geomorfológica de un borde del MHP*. Public. del Instituto de Estudios Zamoranos. 310 pp.

MARTIN-SERRANO, A. 1989. Rasgos generales y problemática de las superficies de erosión en Galicia. *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe,* 14. 7-18.

MARTIN-SERRANO, A. 1991b. El relieve del Macizo Hespérico Peninsular y sus sedimentos asociados; en Alteraciones y paleoalteraciones en la morfología del NW peninsular. *Monografías de la Soc. Esp. Geomorfología*. 6. 9-26.

MARTIN-SERRANO, A. 1991a. La definición y el encajamiento de la red fluvial actual sobre el Macizo Hespérico Peninsular en el marco de su geodinámica alpina. *Rev. Soc. Geol. España*. 4, (3-4). 337-351.

MARTIN-SERRANO, A. 1994. El relieve del Macizo Hespérico: génesis y cronología de los principales elementos morfológicos. *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 19. 37-55.

MARTIN-SERRANO, A. 1994b. Macizo Hespérico Septentrional; en: *Geomorfología de España*, Gutierrez Elorza M. (Ed). Rueda. 25-62.

MONGE GANUZAS, C. 1987. Estudio sedimentológico de la cuenca terciaria de Meirama. Un ejemplo de cuenca sedimentaria sobre una falla de salto en dirección. *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*. 11. 51-68.

MUÑOZ DE LA FUENTE, J. A. y SANTANACH I PRAT P. 1995. Els Pirineus. Una serralada de col-lissió continental. *Terra*. 25. 2-14.

NONN, H. 1966. *Les regions cotieres de la Galicie: étude geomorphologique*. Th. Doc. Fac. Lettres,Univ. Strasbourg. 591 pp.

PAGES, J. L. 1996. *La Cuenca del Xallas y su entorno. Evolución cenozoica del relieve en el Oeste de la Provincia de Coruña*. Tesis Doctoral. Departamento de Estratigrafía. Facultad de Geología. Universidad Complutense de Madrid. 300 pp+8 mapas.(inédito).

PAGES, J. L. y VIDAL ROMANI, J. R. 1997a. La extremidad occidental de la Superficie Fundamental de Galicia: la Meseta de Santa Comba. *Cadernos Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 22, 133-150.

PAGES, J. L. y VIDAL ROMANI, J. R. 1997b. Evolución neógena de la Cuenca Baja del Tambre. *Cadernos Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 22, 121-132.

PAGES, J. L. y VIDAL ROMANI, J. R. 1998. Síntesis de la evolución geomorfológica de Galicia Occidental. *Geogaceta*, 23, 119-122.

PANNEKOEK, A. J. 1966. The geomorphology of the surroundings of the Ría de Arousa; en: Investigations in and around the Ria de Arosa, NW Spain. 1962-1964, Pannekoek, A. J. (Ed.), 1970. *Leidse geologische Mededelingen*. 37. 7-32.

PANNEKOEK, A. J. 1970. Aditional geomorphological data on the ría area of W Galicia; en: Investigations in and around the Ria de Arosa, NW Spain. 1962-1964, Pannekoek, A. J. (Ed.), 1970. *Leidse geologische Mededelingen*. 37.

PEREIRA, D. I. 1991. Evolução quaternaria do rio Minho na região entre São Pedro da Torre e Valença. *Memorias e Noticias*, Publ. Mus. Lab. Mineral. Geol. Univ. Coimbra. 112. 327-345.

PEREZ-ALBERTI, A. 1978. Los depósitos sedimentarios del valle del Miño dentro de la comarca del Ribeiro. Miscelanea de Geografía de Galicia, Homenaje a Otero Pedrayo, *Public. De la Univ. De Santiago de Compostela.* 253-273.

PEREZ-ALBERTI, A. 1990. *La geomorfología de la Galicia sudoriental*, Tesis Doctoral, Facultad de Geografía, Univ. De Santiago de Compostela. 185.

PEREZ-ALBERTI, A. 1993. La interacción entre procesos geomorfológicos en la génesis del relieve del SE de Galicia: el ejemplo del Macizo de Manzaneda y de la Depresión de Maceda; en : *La evolución del paisaje en las montañas del entorno de los Caminos jacobeos*. Pérez-Alberti; Guitián Rivera y Ramil Rego (Eds.). Publicaciones de la Xunta de Galicia. 1-24.

REY, J. 1990. Relación morfosedimentaria entre la plataforma continental de Galicia y las rías bajas y su evolución durante el Cuaternario. *Publicaciones especiales del Instituto Esp. de Oceanografía*. 17. 233 pp.

RIES, A. C Y SHACKLETON, R. M. 1971. Catazonal complex of NW Spain and N Portugal, Remmants of a Hercynian trust plate. *Nature Physical Science.* Vol 234. 65-79.

SANZ DE GALDEANO, C.; EL HAMDOUNI, R. Y CHACON MONTERO, J. 1998. Neotectónica de la Fosa del Padul y del Valle de Lecrín. In *Itinerarios morfológicos por Andalucia oriental*, (edits. Gómez Ortíz, A.; Salvador, F. Schulte, L. y García, A.) Pub. Univ. Barcelona, pp.65-81.

SANTANACH, P. 1994. Las cuencas terciarias gallegas en la terminación occidental de los relieves pirenaicos. *Cuadernos del Laboratorio Xeolóxico de Laxe* 19. 57-71.

SANTANACH P.; BALTUILLE, J. M.; CABRERA, L. I.; MONGE, C.; SÁEZ, A.; VIDAL ROMANI, J. R. 1988. Cuencas tercia-

rias gallegas relacionadas con corredores de falla direccionales. *II Con. Geol. Esp. Simposio sobre cuencas transcurrentes*. 123-133.

SOLE SABARIS, L. 1983. Morfología general de la Península Ibérica; en: *Geología de España*. Libro jubilar J. M. Ríos, vol: 2. I.T.G.E. 589-612.

TEIXEIRA, C. 1952. Os terraços da parte portuguesa do rio Minho. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*. 33. 5-29.

TORRE ENCISO, E. 1954. Contribución al conocimiento morfológico y tectónico de la ría de La Coruña. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Natural.* 52. 21-51 (Geol.).

TORRE ENCISO, E. (1958). Estado actual del conocimiento de las rías gallegas. Libro Homaxe A Ramón Otero Pedrayo. *Traballos del Laboratorio Geológico de Lage.* Vol. 7: 237-249.

TORRE ENCISO, E. (1970). Avanzos no coñecimento da xeomorfoloxía de Galicia.*Real Academia Galega*. pp.1-8.

TWIDALE, C.R; y VIDAL ROMANÍ, J. R. 1994. La herencia de Pangea. *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*. 19, 7-36.

VANNEY, J. R. AUXIETRE, J. L. y DUNAND, J. P. 1979. Geomorphic provinces and the evolution of the NW Iberian continental margin. Ann. *Inst. Oceanogr*. 55-1. 5-20. Traducido al Gallego en: Braña (1979), 3 (2): 99-105.

VANNEY, J. R.; BOILLOT, G. y COL. 1985. Les etapes de la structuration de la marge continental Nord-Ibérique. Ensayos de correlación de procesos geomorfológicos-sedimentológicos y tectónicos en el NW de la Península Ibérica durante el Terciario y el Cuaternario. *Public del Museo Nac. Ciencias Naturales y Casa de Velazquez*. Madrid.

VERGNOLLE, C. 1985. Geometrie du remplissage sedimentaire des bassins de Sarria et de Monforte, Galice et evolution geomorphologique regionale. *Mélanges de la Casa de Velazquez*. 21. 331-346.

VERGNOLLE, C. 1987. Tertiary geomorphological evolution of the marginal bulge of the NW of the Iberian Peninsula, and lithostratigraphy of the grabens of the NE of Galicia. Spain. *International Geomorphology* 1986. Edited by Gardiner V. John Wiley & Sons. II. 1063-1072.

VERGNOLLE, C. 1990. Morphogenese des reliefs cotiers associes a la marge continentale Nord-Espagnole. L'example du NE de la Galicia. Seminario de Est. Galegos, *Serie Nova Terra*. 1. 315 pp.

VICENTE, G. DE; GONZALEZ CASADO, J. M.; BERGAMIN, J.; TEJERO, R.; BABIN, R.; RIVAS, A.; ENRILE, J. L. H.; GINER, J.; SANCHEZ, F.; MUÑOZ, A. Y VILLAMOR, P. 1992. Alpine estructure of the Spanish Central System. *3º Con. Geológico de España, Actas*. 1. 284-288.

VIDAL BOX, C. 1941. Contribución al conocimiento morfológico de las cuencas de los ríos Sil y Miño. *Pub. Dip. Prov. Lugo, Monografías G.E.P.* 1. 39. 121-150.

VIDAL BOX, C. 1943. Notas previas a un estudio morfológico y geológico de la alta cuenca del Rio Sil, cuencas de Laceana y Babia Alta (León). *Rev. R. Acad. Ciencias.* 38.

VIDAL BOX, C. 1958. Algunos datos sobre la morfología y depósitos cuaternarios en la región montañosa de Laceana y Babia Alta (León*). Bol. R. Soc. Esp. Hist. Natural (Geol).* 56. 143-168.

VIDAL BOX, C. 1960. La estructura geológica de la cuenca del río Sil en el segmento comprendido entre El Bierzo y Laceana. (León). *Bol. R. S. E. Hist. Natural*. 58. 85-98.

VIDAL ROMANI, J. R. 1977. Los depósitos sedimentarios del valle del Rio Mero (A Coruña). *Gallaecia*. 2. 37-46.

VIDAL ROMANI, J. R. 1983. Origen y evolución de la Ría de Muros-Noia. *Guía de la VI Reunión de Cuaternario del GETCGGQ*. 93 pp.

VIDAL ROMANI, J. R. 1984. A orixe das rías galegas. Estado da cuestión (1886-1983). *Cuad. Area Ciencias Mariñas, Semin. Est. Galegos*. 1. 13-25.

VIDAL ROMANI, J. R. 1989. Galicia; en: *Mapa del Cuaternario de España*, Pérez González et al. (Coord.). I.T.G.E. 95-105.

VIDAL ROMANI, J. R. 1991a. Problemas geomorfológicos de la región gallega: la diferenciación geomorfológica en respuesta al régimen geodinámico cenozoico; en: *Problemas geomorfológicos del centro y NW de la Península Ibérica*. Encuentro de campo, Garzón G. et al. (Ed.). Editorial Complutense. 31-41.

VIDAL ROMANI, J. R. 1996. Geomorfología de Galicia, en: *Historia de Galicia.* Tomo de Xeografía. Hércules de Ediciones, A Coruña, pp: 7-67.

VILLASANTE, R. y PEDRAZA, J. de. 1984. Mapa geomorfológico 1:200.000 nº 17-27 (Ourense-Verín), documentación Anexa al Mapa nº: 17-27 (Ourense-Verín). I.T.G.E. 35.

YEPES TEMIÑO J. 1998. *Geomorfología de un sector comprendido entre las provincias de Lugo y Ourense. Galicia*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid, Facultad de Geología. 210 pp.