

serie NOVA TERRA

nº 21

O CASTRO 2002

**GEOMORFOLOGÍA DE UN SECTOR  
COMPRENDIDO ENTRE LAS  
PROVINCIAS DE LUGO Y OURENSE  
(GALICIA, MACIZO HESPÉRICO)**

Jorge Yepes Temiño

**LABORATORIO XEOLÓXICO DE LAXE**

**serie / NOVA TERRA**

**GEOMORFOLOGÍA DE UN SECTOR  
COMPRENDIDO ENTRE LAS PROVINCIAS  
DE LUGO Y OURENSE.  
GALICIA, MACIZO HESPÉRICO.**

**Jorge Yepes Temiño**

AREA DE XEOLOXIA E MINERIA DO SEMINARIO DE ESTUDOS GALEGOS

**O CASTRO 2002**



**EDICIÓ DO CASTRO**

Sada - A Coruña

ISBN:84-8485-080-3

Depósito Legal: C - 2.010 - 2002

Gráficas do Castro/Moret, S. L.

O Castro. Sada. A Coruña. 2002

Fotografía de cubrierta: Jorge Yepes

Encajamiento del Río Sil en la Superficie Fundamental de Galicia

Maquetación y Portada: Fernando López

### FICHA DE CATALOGACIÓN

YEPES TEMIÑO, Jorge

Geomorfología de un sector comprendido entre las provincias de Lugo y Ourense (Galicia, Macizo Hespérico) / Jorge Yepes Temiño. -- Edición do Castro. Laboratorio Xeolóxico de Laxe. Area de Xeoloxía e Minería do Seminario de Estudos Galegos, 2002.

266 pp.: 35 tabl.; 56 fig.; 9 map.; 24 cms; (Serie Nova Terra; 21)

Tesis Doctoral Univ. Complutense de Madrid. -- Bibliografía: p. 209-226. -- Incluye Índice.

ISBN: 84-8485-080-3 D.L.: C - 2.010 - 2002

1. Geomorfología regional-Galicia-España 2. Geomorfología histórica-Galicia-España 3. Geomorfología estructural-Galicia-España 4. Geomorfología del Macizo Hespérico-Galicia-España

I. Laboratorio Xeolóxico de Laxe, ed. II. Seminario de Estudos Galegos. Area de Xeoloxía e Minería, ed. III. Serie

## Agradecimientos

Este trabajo es el resultado de cinco años de investigación en el Instituto de Geología de la Universidade da Coruña y ha sido financiado por el Programa de Formación de Personal Investigador de la Consellería de Educación de la Xunta de Galicia. Querría aprovechar la ocasión para dejar constancia de mi más sincero reconocimiento a estas dos instituciones, que han aportado la infraestructura necesaria para poder realizar esta tesis.

Así mismo querría expresar mi gratitud a todas las personas que en mayor o menor medida han contribuido a la realización de esta tesis. En primer lugar a mi maestro, el Profesor Dr. Juan Ramón Vidal Román, por su dirección exigente y paciente; al Profesor Dr. P. E. Martínez-Alfaro, por sus amables gestiones y consejos; al Dr. J. M. Toyos por sus críticas a las hipótesis tectónicas; al Profesor Dr. E. Molina por sus desinteresadas clases sobre alteraciones en los Mtes. de Toledo; al profesor Dr. J. de Pedraza por su cordial hospitalidad durante mis estancias de investigación en la U.C.M; y por último, a todos los que con su paciencia y sonrisa lograron que no cediese al desaliento. A todos ellos debo más de lo que yo mismo sospecho.



## RESUMEN

El sector estudiado presenta la geología propia de un territorio viejo y un relieve rejuvenecido. Para explicar este hecho, tradicionalmente se ha evocado una tectónica de carácter distensiva que afectaría a grandes bloques corticales durante la orogenia alpina. En este trabajo se revisan algunos criterios geomorfológicos para esclarecer las relaciones entre el relieve y la tectónica alpina.

En primer lugar se realizó una cartografía geomorfológica regional a escala 1:100.000 y 1:50.000; reconociéndose ocho replanos, en general bastante degradados ( $R_{1600}$ ,  $R_{1400}$ ,  $R_{1200}$ ,  $R_{1000}$ ,  $R_{800}$ ,  $R_{600}$ ,  $R_{500}$  y  $R_{400}$ ).

El análisis de los replanos reveló varios hechos: 1) una distribución anómala y desigual de sus extensiones; 2) un origen por corrosión química en tres casos ( $R_{1600}$ ,  $R_{800}$  y  $R_{400}$ ) y por erosión fluvial en el resto; 3) una relación entre la mayoría de las fosas cartografiadas y dos de los ocho replanos ( $R_{600}$  y  $R_{400}$ ); 4) una diferenciación morfológica de las superficies (Superficies Rampa y Superficies Huecas) atribuible a diferentes estadios del desmantelamiento de los replanos; 5) la existencia de terrazas erosivas dentro de cada replano, lo que permitió identificar redes fósiles parcialmente capturadas; y 6) la importancia morfoestructural de las direcciones NNW-SSE a NW-SE y ENE-WSW a EN-SW.

De forma provisional se ha propuesto una secuencia de eventos, entre los que destacan dos pulsos tectónicos. El primero habría afectado a las fracturas EN-SW y se le atribuiría el descabalamiento de la  $R_{800}$ . El segundo pulso habría afectado a las fracturas NNW-SSE y propiciando la fosilización parcial de la Depresión de Xinzo de Limia por la de Maceda.

En segundo lugar se analizó la geometría de la red fluvial actual; observándose dos trazados, uno centrípeto y otro en bayoneta. El trazado centrípeto se observó asociado a superficies con morfología hueca y el trazado en bayoneta a superficies tipo rampa. Además se caracterizaron cinco tipos de cursos fluviales: 1) valles muy evolucionados (muy encajados, con meandros epigénicos, pendientes muy bajas y rupturas de escasa relevancia); 2) ríos bastante evolucionados (con un proceso de erosión remontante bastante avanzado); 3) ríos con una erosión remontante más retardada (tramo inferior muy pendiente y encajado, tramo superior senil); 4) arroyos modernos (pendientes y encajamientos muy acentuados y rasgos homogéneos); y 5) ríos fósiles (discurren sobre replanos elevados relativamente y apenas están modificados por la erosión remontante).

En tercer lugar se analizó la red antecedente a partir de la cartografía de terrazas erosivas, canales abandonados, meandros colgados, codos de capturas y redes anómalas. Este análisis permitió atribuir un carácter principal a las redes: ENE-WSW, N-S y NW-SE; asignar a la  $S^a$  de Queixa-San Mamede el carácter de paleorrelieve positivo de herencia terciaria; y apuntar la existencia de dos procesos de capturas en el valle de Laza, que evidencian la actividad alpina de la Falla de Maceda.

En cuarto lugar se analizaron varias calicatas eléctricas superficiales en las fosas del Sil (Quiroga y A Rúa); observándose: un zócalo resistivo a profundidad variable; cuerpos

geoeléctricos plegados; discordancias resistivas; y cuñas del zócalo resistivo cabalgando sobre la cobertera resistiva. Estas estructuras parecen señalar la existencia de un cabalgamiento previo al encajamiento del río Sil.

Y en quinto lugar se analizó la distribución de las terrazas y aplanamientos incluidos en el encajamiento de los ríos Miño y Sil; observándose hasta 16 niveles de terrazas erosivas en el río Miño (tramo Portomarín-As Neves) y 20 en el río Sil (tramo Carucedo-Os Peares). En ambos casos los niveles de terrazas se intercalan entre los principales replanos del SE gallego ( $R_{1000}$ ,  $R_{800}$ ,  $R_{600}$  y  $R_{400}$ ); lo que confiere cierta antecedencia a estos dos cursos fluviales.

**GEOMORFOLOGÍA DE UN SECTOR  
COMPRENDIDO ENTRE LAS  
PROVINCIAS DE LUGO Y OURENSE.  
GALICIA, MACIZO HESPÉRICO.**



# ÍNDICE

Página

## CAPÍTULO 1 INTRODUCCIÓN

1. INTRODUCCIÓN .....	19
1.1. PRESENTACIÓN .....	19
1.2. OBJETIVOS .....	19
1.3. INTERÉS Y OPORTUNIDAD DEL TEMA .....	20
1.4. METODOLOGÍA .....	20
1.4.1. El análisis de las superficies de erosión .....	20
1.4.2. El análisis de la red fluvial .....	21
1.5. MARCO GEOLÓGICO Y GEOGRÁFICO .....	21
1.5.1. Marco geográfico .....	21
1.5.2. Marco geológico .....	22

## CAPÍTULO 2 ANTECEDENTES

2. ANTECEDENTES .....	27
2.1. INTRODUCCIÓN .....	27
2.2. PRINCIPALES ELEMENTOS GEOMORFOLÓGICOS DEL NW PENINSULAR .	28
2.2.1. Los bloques montañosos .....	29
2.2.2. Las depresiones de alteración y las fosas tectónicas .....	30

2.2.3. Las fallas	31
2.2.4. Las superficies de erosión	32
2.2.5. Los elementos morfológicos sumergidos	33
2.3. CRITERIOS DE ANTIGÜEDAD EN EL SE DE GALICIA	33
2.3.1. Los depósitos	33
2.3.2. Los relieves residuales alargados en dirección NW-SE	35
2.3.3. La red de drenaje	35
2.4. HIPÓTESIS MORFOLÓGICAS EN EL NW DEL MHP	35
2.4.1. Morfogénesis estructural	35
2.4.2. Morfogénesis estructural de otras regiones del MHP	45
2.4.3. Morfogénesis fluvial	46
2.4.4. Morfogénesis glaciar	48
2.5. LA SUPERFICIE DE EROSIÓN $R_{1000}$ EN EL SECTOR DE CASTRO CALDELAS	49
2.5.1. Las superficies de erosión	49
2.5.2. Los depósitos	49
2.6. LA CUENCA DEL MIÑO	50
2.6.1. Las terrazas del Río Miño	50
2.7. LA CUENCA DEL SIL	52
2.7.1. Las terrazas fluviales cuaternarias	52
2.7.2. La fosa del Bierzo	52
2.7.3. La fosa de O Barco-A Rúa	53
2.7.4. El meandro de Montefurado	53
2.7.5. La fosa de Quiroga	54
2.7.6. Los modelos tecto-sedimentarios	55

### CAPÍTULO 3

#### ANÁLISIS GENERAL DE LAS SUPERFICIES DE EROSIÓN EN EL SE DE GALICIA

3. ANÁLISIS GENERAL DE LAS SUPERFICIES DE EROSIÓN EN EL SE DE GALICIA	61
3.1. INTRODUCCIÓN	61
3.2. EL PROBLEMA DE LAS DATACIONES	61
3.3. LOS REPLANOS O APLANAMIENTOS	62
3.3.1. El replano de Serra de Queixa ( $R_{1600}$ )	64
3.3.2. El replano de Chaguazoso ( $R_{1400}$ )	69
3.3.3. El replano de la Serra do Burgo ( $R_{1200}$ )	70
3.3.4. El replano de Castro Caldelas ( $R_{1000}$ )	71
3.3.5. El replano de Baldriz ( $R_{800}$ )	73
3.3.6. El replano de Xinzo da Limia ( $R_{600}$ )	73
3.3.7. El replano de Chantada ( $R_{500}$ )	75
3.3.8. El replano de Sabadelle ( $R_{400}$ )	76

## CAPÍTULO 4

### ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO DE LA SUPERFICIE DE EROSIÓN $R_{1000}$ EN EL SECTOR DE CASTRO CALDELAS

4. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO DE LA SUPERFICIE DE EROSIÓN $R_{1000}$ EN EL SECTOR DE CASTRO CALDELAS .....	81
4.1. INTRODUCCIÓN .....	81
4.2. MARCO GEOLÓGICO .....	81
4.3. RESULTADOS .....	83
4.4. LA RED DE DRENAJE .....	85
4.4.1. La red de drenaje en la cuenca del Río Mao .....	85
4.4.2. La red de drenaje en la cuenca del Río Edo .....	88
4.4.3. La red de drenaje en las cuencas del Tioira y Cabanas .....	89
4.5. LOS REPLANOS .....	89
4.5.1. Replanos y relieves residuales en el Sector W del $R_{1000}$ .....	89
4.5.2. Replanos y relieves residuales en el Sector Central del $R_{1000}$ .....	90
4.5.3. Replanos y relieves residuales en el Sector E del $R_{1000}$ .....	90
4.6. LOS DEPÓSITOS EN EL $R_{1000}$ .....	91
4.6.1. El aluvial del Arroyo Covas (GONZÁLEZ LODEIRO <i>et al.</i> , 1974c) .....	91
4.6.2. El manto de arroyada de Montederramo-A Medorra (RUBIO y RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, 1981; BARRERA MORATE <i>et al.</i> , 1989) .	94
4.6.3. Las facies torrenciales de la formación Quiroga (VERGNOLLE, 1990) en la cabecera del Río Edo .....	95
4.6.4. Eluvio-coluviales en Sas de Penelas, cabecera del Arroyo Castoi, y Río Edo en A Teixeira (PLIEGO DONES, 1981; REY DE LA ROSA, 1984) .....	95

## CAPÍTULO 5

### LA RED FLUVIAL ACTUAL

5. LA RED FLUVIAL ACTUAL .....	99
5.1. INTRODUCCIÓN .....	99
5.2. LA CUENCA MEDIA Y BAJA DEL RÍO SIL .....	100
5.2.1. El Río Bibei .....	101
5.2.2. El Río Xares .....	101
5.2.3. El Río Návea .....	102
5.2.4. El Arroyo de San Lázaro .....	104
5.2.5. Los ríos Camba y Conso .....	104
5.2.6. El Río Lor .....	104

5.2.7. El Río Mao .....	104
5.2.8. El Río Cabe .....	105
5.3. LA CUENCA MEDIA DEL RÍO MIÑO .....	106
5.3.1. El Río Miño .....	106
5.3.2. El Río Búbal .....	106
5.3.3. El Río Loña .....	106
5.3.4. El Río Arnoia .....	107
5.4. LA CUENCA DEL RÍO LIMIA .....	107
5.5. LA CUENCA DEL RÍO TÁMEGA .....	109

## **CAPÍTULO 6**

### **VESTIGIOS DE ANTECEDENCIA EN LA RED FLUVIAL**

6. VESTIGIOS DE ANTECEDENCIA EN LA RED FLUVIAL .....	113
6.1. INTRODUCCIÓN .....	113
6.2. LAS TENDENCIAS FLUVIALES MÁS SIGNIFICATIVAS .....	113
6.3. DIRECCIÓN ENE-WSW .....	115
6.4. DIRECCIÓN NE-SW .....	115
6.5. DIRECCIÓN N-S .....	117
6.6. DIRECCIÓN NW-SE .....	121
6.6.1. La captura de la red NW-SE por el Río Sil .....	122
6.6.2. La captura de la red NW-SE por el Río Támeга .....	123
6.7. DIRECCIÓN SW-NE .....	124
6.8. DIRECCIÓN S-N .....	126
6.9. DIRECCIÓN SE-NW .....	126

## **CAPÍTULO 7**

### **LAS FOSAS DEL SIL EN EL TRAMO CARUCEDO-OS PEARES**

7. LAS FOSAS DEL SIL EN EL TRAMO CARUCEDO-OS PEARES .....	135
7.1. EL CONTEXTO DE LAS FOSAS DEL SIL .....	135
7.2. RASGOS GEOMORFOLÓGICOS DEL RÍO SIL .....	135
7.3. ANÁLISIS DE LOS PERFILES SELECCIONADOS .....	136
7.3.1. El sector O Barco .....	138
7.3.2. El sector Quiroga .....	141

## **CAPÍTULO 8**

### **LAS TERRAZAS DEL RÍO MIÑO EN EL TRAMO DE PORTOMARÍN-AS NEVES**

8. LAS TERRAZAS DEL RÍO MIÑO EN EL TRAMO DE PORTOMARÍN-AS NEVES . . .	145
8.1. DESCRIPCIÓN GENERAL DEL TRAMO SELECCIONADO . . . . .	145
8.2. ANÁLISIS DE LAS TERRAZAS POR SECTORES . . . . .	147
8.2.1. El sector Chantada (Portomarín-Os Peares) . . . . .	148
8.2.2. El Sector Ourense (Os Peares-Ribadavia) . . . . .	152
8.2.3. El Sector As Neves (Ribadavia-As Neves) . . . . .	155

## **CAPÍTULO 9**

### **LAS TERRAZAS DEL RÍO SIL EN EL TRAMO DE CARUCEDO-OS PEARES**

9. LAS TERRAZAS DEL RÍO SIL EN EL TRAMO DE CARUCEDO-OS PEARES . . .	163
9.1. DESCRIPCIÓN GENERAL DEL TRAMO SELECCIONADO . . . . .	163
9.1.1. Marco geomorfológico . . . . .	163
9.1.2. Capturas y codos fluviales . . . . .	165
9.1.3. Disimetría de las terrazas . . . . .	165
9.1.4. El encajamiento . . . . .	167
9.2. ANÁLISIS DE LAS TERRAZAS POR SECTORES . . . . .	167
9.2.1. El Sector O Barco . . . . .	169
9.2.2. El Sector Quiroga . . . . .	174
9.2.3. El Sector Os Peares . . . . .	176

## **CAPÍTULO 10**

### **DISCUSIÓN GENERAL**

10. DISCUSIÓN GENERAL . . . . .	181
10.1. DATOS PREVIOS SOBRE LA ANTIGÜEDAD DEL PAISAJE GALLEGO . . .	181
10.1.1. Introducción . . . . .	181
10.1.2. La representación cartográfica de las formas en el área de trabajo . . . . .	183
10.1.3. Tectónica de bloques y tectónica de placas . . . . .	183
10.2. TIPOS DE SUPERFICIES EN EL SE DE GALICIA . . . . .	185
10.2.1. Superficies y fracturas . . . . .	185
10.2.2. Origen de las superficies . . . . .	186
10.2.3. Restos de redes fluviales antiguas y superficies de erosión . . . . .	186
10.2.4. Las fosas y la actividad tectónica . . . . .	187

10.3. EL REPLANO $R_{1000}$ EN EL SECTOR DE CASTRO CALDELAS .....	190
10.3.1. La degradación de los Llanos de Castro Caldelas .....	190
10.3.2. El Río Mao .....	193
10.3.3. El manto aluvial de Montederramo-A Medorra .....	194
10.3.4. El Río Edo .....	195
10.4. LA ANTIGÜEDAD DE LA RED FLUVIAL ATLÁNTICA .....	196
10.4.1. El caso del Río Sil .....	197
10.4.2. La hipótesis de los corredores del Sil (VERGNOLLE, 1990) .....	198
10.5. LAS FOSAS DEL SIL EN EL TRAMO CARUCEDO-OS PEARES .....	199
10.5.1. Las relaciones entre la tectónica y la sedimentación .....	199

**CAPÍTULO 11**  
**CONCLUSIONES GENERALES**

11. CONCLUSIONES GENERALES .....	203
----------------------------------	-----

**BIBLIOGRAFÍA**

BIBLIOGRAFÍA .....	211
--------------------	-----

**ANEXOS**

ANEXO 1. TABLAS .....	235
ANEXO 2. FOTOGRAFÍAS .....	239
ANEXO 3. CARTOGRAFÍA .....	263

CAPÍTULO 1

***INTRODUCCIÓN***



## 1. INTRODUCCIÓN

### 1.1. PRESENTACIÓN

En Galicia la geología es propia de un territorio viejo: aflora el sustrato de un macizo antiguo y los depósitos recientes son poco significativos (a escala global). Sin embargo el relieve está rejuvenecido: la incisión de la red fluvial es importante y generalizada; algunos aplanamientos están degradados; y las terrazas están desmanteladas. Además el territorio está compartimentado por escarpes que definen lineaciones estructurales. Detrás de estas observaciones subyace un problema: cuál es el factor que rejuvenece el territorio: ¿Compresión tectónica, levantamiento isostático, o quizá ambos?

Tradicionalmente se ha recurrido a una tectónica distensiva de los bloques corticales (*horts-grabens*); hipótesis que se concretó en la expresión de una *morfología en teclas de piano* (HERNÁNDEZ-PACHECO, 1949); llegando a identificar Galicia con un mosaico de bloques y cubetas que se inclinan hacia el mar en transición gradual desde los Montes Galaico-Leoneses (MARTÍN-SERRANO, 1994a).

Según HERNÁNDEZ-PACHECO (1949) una tectónica distensiva justificaría la compartimentación y hundimiento de bloques. Sin embargo no parece explicar la altura y extensión del *bloque* de partida (Superficie Inicial); que, según este autor, habría quedado preservada en las superficies de cumbres de las Serras Secundeira (2124 m), Queixa (1778 m) y Faro de Avión (1151 m).

Otro grupo de autores, basándose en la existencia de fallas inversas y cabalgamientos (MONGE, 1987; BOILLOT, 1988; OLMO, 1986; VERGNOLLE, 1990; SANTANACH *et al.*, 1988; FERRUS y SANTANACH, 1994), han hecho pensar en un régimen compresivo (UBANELL, 1994; SANTANACH, 1994) para justificar la altura de las superficies de cumbres.

A favor de un predominio del régimen compresivo estarían las evidencias de subducción de corteza oceánica bajo el Golfo de Bizkaia (MALOD *et al.* 1980) y de colisión continental en la cadena pirenaica (MUÑOZ, 1992; ref: MUÑOZ y SANTANACH, 1995). Ambos procesos se pueden enmarcar en un periodo de tiempo que iría desde el Cretácico superior hasta el final del Oligoceno.

En los últimos tiempos (VIDAL ROMANÍ, 1991a; VIDAL ROMANÍ, 1996; TWIDALE y VIDAL ROMANÍ, 1994; PAGÉS 1996) se ha empezado a distinguir un comportamiento compresivo en el N y distensivo en el W; lo que explicaría la existencia de morfología de Rías al W y de relieves levantados al N.

### 1.2. OBJETIVOS

1. Cartografiar las unidades geomorfológicas de un área determinada del Macizo Hespérico, con sus elementos; estableciendo su morfogénesis.

2. Revisar las hipótesis morfogénicas utilizadas hasta el momento para explicar el relieve en el SE de Galicia.

3. Cartografiar las terrazas y superficies-terrace de los ríos Sil y Miño en los tramos mejor diferenciados (A Rúa-Os Peares y Portomarín-As Neves, respectivamente).

4. Establecer una secuencia relativa de procesos en el SE de Galicia, relacionados verosimilmente con la Orogenia Alpina.

### 1.3. INTERÉS Y OPORTUNIDAD DEL TEMA

Un estudio de geomorfología regional en el SE de Galicia complementa los realizados hasta el momento en la región NW del MHP (HERNÁNDEZ-PACHECO, 1949, BIROT y SOLÉ, 1954; NONN, 1966; VILLASANTE y PEDRAZA, 1984; VERGNOLLE, 1990); y permite enlazar con los realizados al W (PAGÉS, 1996) y al S (CANTANO, 1996).

El trabajo intenta contrastar, en el área seleccionada, algunas hipótesis y observaciones realizadas en otras zonas de Galicia: 1) que la disparidad morfológica entre las costas atlántica y cantábrica se debe a historias geotectónicas complementarias pero contrapuestas (VIDAL ROMANÍ, 1991a); 2) el origen de algunas fosas terciarias se explica por fallas transcurrentes (OLMO, 1984; MONGE, 1987; SANTANACH *et al.*, 1988); y 3) el papel en la formación del relieve actual del Cabalg. Basal Pirenaico (SANTANACH, 1994).

### 1.4. METODOLOGÍA

En una primera etapa se revisaron los antecedentes científicos de la zona seleccionada. A continuación se reconoció la zona mediante fotografías aéreas a escala 1:18.000. A esto siguió una campaña de campo en la que se elaboró la cartografía geomorfológica de base a escala 1:50.000. Y a partir de la cartografía base se elaboró una cartografía de síntesis a escala 1:100.000 y 1:200.000 (ver Anexo-2).

En la cartografía geomorfológica se distinguieron las grandes unidades (superficies de erosión); y, dentro de ellas, los elementos de rango menor (terrazas erosivas, relieves residuales, codos fluviales, alteraciones, sedimentos,...). También se consideraron los diferentes tipos de bordes observados en los aplanamientos (encajamientos fluviales, escarpes morfo-estructurales).

#### 1.4.1. El análisis de las superficies de erosión

La representación de las superficies de erosión incluye tanto los retazos netamente planos como sus prolongaciones más o menos degradadas topográficamente. En la cartografía, las superficies de erosión fueron definidas por el trazado de una línea envolvente, muy

gruesa y abierta; un código de referencia ( $R_{400}$ , p.ej.) que indicase la altura media relativa del aplanamiento; y algunas cotas topográficas. De esta forma se evitaron los tramados dentro de cada aplanamiento; mejorando la visibilidad de los elementos geomorfológicos de 2º orden (terrazas erosivas, glaciares, relieves residuales, inselbergs).

Al no usar tramas dentro de las superficies, se intentó reflejar el grado de desmantelamiento con la ayuda de los distintos niveles de superficies-terrazza, el trazado abierto de los bordes de superficie y el tramado de las vertientes; que en conjunto transmiten una sensación de relieve.

Al no usar tramas, el grado de desmantelamiento de las superficies se reflejó por el número de niveles de superficies-terrazza identificadas en la superficie de erosión. Además con el trazado abierto de los bordes de superficie se intentó transmitir la idea de un sistema geodinámico abierto (afectado por factores externos). Además se intentó dar un falso relieve tramando las vertientes en la dirección de la pendiente.

#### 1.4.2. El análisis de la red fluvial

En los tramos de los ríos Miño y Sil seleccionados, los sedimentos son escasos y se limitan a las terrazas bajas (con alturas relativas inferiores a 60 m).

Para estudiar el *talweg* y sus terrazas, se dividió cada tramo en tres sectores y se elaboraron perfiles longitudinales. La longitud del canal ( $l_c$ ) se calculó sobre cartografía a escala 1/50.000; y sobre él se proyectaron las alturas de las terrazas y superficies intermedias. Para la proyección final de los perfiles se utilizó una escala 1/20.000 en la vertical y 1/700.000 o 1/275.000 en la horizontal.

La altura de las terrazas y su cartografía se determinaron sobre la base topográfica E:1/50.000. Para ello se realizó una medida puntual en las terrazas con una longitud inferior a 2 km.

### 1.5. MARCO GEOGRÁFICO Y GEOLÓGICO

#### 1.5.1. Marco geográfico

El área cartografiada se distribuye desigualmente entre las provincias de Lugo y Ourense. Sus límites son los de la Hoja nº 17-27 del M.T.N. escala 1/200.000. El territorio puede describirse como un conjunto de replanos topográficos, enlazados por vertientes relacionadas con la estructura; el conjunto se puede definir como un mosaico de bloques montañosos entre los que se intercalan, en ocasiones, depresiones de origen tectónico rellenas de sedimentos.

Destacan cuatro núcleos montañosos: Macizo de Queixa-San Mamede en el E; Serra do Courel en el ángulo NE; las sierras fronterizas con Portugal (Laboreiro, Peneda, Xurés, Pisco, Pena, Larouco y Penas Libres); y el eje N-S que recorre el tercio occidental (Serras de Faro, Suido y Faro de Avión). La cota mínima se alcanza en el Río Miño (100 m).

La red hidrográfica está jerarquizada en cuatro cuencas: Sil, Miño, Limia y Támega. La característica más general es su encajamiento, que sugiere un rejuvenecimiento del relieve. Los rasgos morfológicos más destacables son: los aplanamientos, los sediplanos (llanuras formadas por rellenos sedimentarios), la red fluvial y las vertientes. Estas últimas articulando el resto de las unidades.

### **1.5.2. Marco geológico**

El área se localiza dentro del Macizo Hespérico Peninsular (MHP); está constituida por materiales precámbricos y paleozoicos deformados durante la orogenia Hercínica. Según JULIVERT (1972); en: BARRERA MORATE (1989) la Zona Centro Ibérica (ZCI) se encuentra ampliamente representada, mientras que la Zona Asturoccidental Leonesa (ZAOL) lo está parcialmente. Por la terminología de Farias en BARRERA MORATE (1989) la Zona Centro Ibérica ZCI correspondería mayoritariamente al Dominio Esquistoso (DE) de la Zona de Galicia-Tras-Os-Montes (ZGTOM); mientras que el Dominio del Anticlinorio del Olló de Sapo (DAOS) se encuentra representado en menor medida (figura 1).

Según BARRERA MORATE, (1989) el Dominio Esquistoso de la Zona de Galicia-Tras-Os-Montes (ZGTOM) cabalga sobre el Dominio del Anticlinorio del Olló de Sapo (DAOS) en la Falla de Maceda; y por su parte el Dominio del Anticlinorio del Olló de Sapo (DAOS) se encuentra separado del Dominio del Courel (DC) de la Zona Asturoccidental Leonesa (ZAOL) por una falla normal situada entre el Sinclinal del Sil y el Anticlinal de Piornal.

La Orogenia Hercínica es la responsable de la deformación principal que muestran las rocas de la región. Dentro del territorio estudiado se observan algunos pliegues tumbados de Fase 1 que vergen al E (Sinclinales do Courel y Sil, Anticlinales de Vilachá y Piornal); cizallas dúctiles y cabalgamientos de Fase 2 que vergen al E (Pliegues de Val de Cortiñas, Os Peares y San Antonio); fallas normales de la etapa extensional con buzamientos al W muy suaves (Fallas de Chao do Couso y San Clodio); y cabalgamientos N-S a NW-SE de la Fase 3 (Sinforma de Verín).

La etapa postcinemática habría comenzado con la intrusión, en niveles epizonales, de granitoides calcoalcalinos y subalcalinos que provocarían un metamorfismo de contacto entre los metasedimentos circundantes. Simultáneamente se rellenarían las fracturas tardihercínicas con diques (cuarzo, pórfiro, diabasa y pegmatita).

La deformación tardihercínica se reconoce en algunas fracturas orientadas: NNE-SSW y ENE-WSW. También son frecuentes los pliegues angulares o de tipo *kink-bands* y *chevron*, que muchas veces están en relación con estas fallas (BARRERA MORATE, 1989).

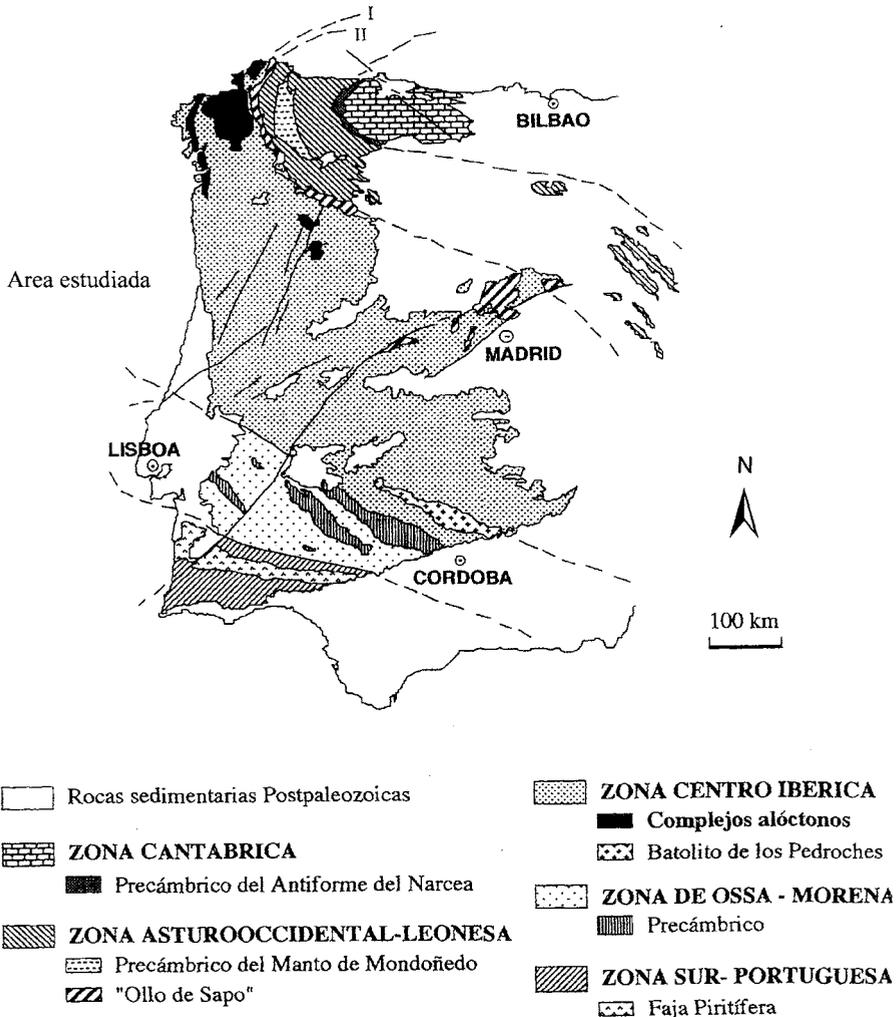


Figura 1. Marco geológico de la zona estudiada.



CAPÍTULO 2

***ANTECEDENTES***



## 2. ANTECEDENTES

### 2.1. INTRODUCCIÓN

En la formación del relieve gallego se pueden distinguir dos etapas: la pre-geomorfológica y la geomorfológica (VIDAL ROMANÍ, 1996); esta segunda abarcaría los últimos 65 ma.

Para este autor, el emplazamiento del *Complejo de Ordes*, probablemente durante el Devónico inferior (RIES y SHACKLETON, 1971; en: GONZÁLEZ LODEIRO *et al.*, 1982), permite suponer la existencia de una superficie de erosión pre-geomorfológica; a favor de la cual habrían cabalgado los terrenos alóctonos de Ordes y Cabo Ortegal.

Durante el Carbonífero se cerraría el Iapetus (proto Atlántico), se formaría Pangea y el Orógeno Hercínico emergería. Del periodo que sigue (Pérmico-Triásico) no existe en Galicia, hasta el momento, ninguna datación; aunque se le atribuyen los depósitos de evaporitas y arrecifes situados entre el Banco de Galicia y la Plataforma Continental (VANNY *et al.*, 1979). Estos depósitos sugieren un medio sumergido somero, o incluso emergido. Apoyaría el carácter subaéreo de la Placa Ibérica la paleogeografía de una plataforma somera, observada durante el Cretácico en la zona pirenaica, que se haría más somera hacia el W (MUÑOZ y SANTANACH, 1995).

La separación entre las placas Ibérica y Norteamericana se refleja en las estructuras extensivas de la costa occidental atlántica de Galicia: adelgazamiento cortical de la plataforma por fallas lítricas N-S (SANTANACH, 1994).

La mayoría de los bloques en que se disgregó la corteza continental permanecen ahora sumergidos al W de Galicia. En total cubren un segmento de 600 km de longitud. Según VIDAL ROMANÍ (1996) los Bancos de Galicia, Vigo y Porto constituirían los primeros rasgos morfológicos preservados; y a los que se asigna una edad jurásica (BLACK *et al.*, 1964).

En la costa N de Galicia, la separación de las placas Ibérica y Euroasiática, durante el intervalo Jurásico-Cretácico inferior, permite la formación de corteza oceánica en el Golfo de Bizkaia (BOILLOT y MALOD, 1988). La convergencia de las placas Ibérica y Euroasiática, a partir del Cretácico superior, habría supuesto: colisión continental en Pirineos y subducción bajo el Golfo de Bizkaia. Por la colisión continental se formaría el Cabalgamiento Basal Pirenaico (SANTANACH, 1994); y por subducción: el prisma de acreción de Cabo Ortegal (BOILLOT, 1988); y, según VIDAL ROMANÍ (1996), la emergencia de la rasa cantábrica y el levantamiento de Cabo Ortegal.

Llegado este punto, VIDAL ROMANÍ (1996) se termina la consolidación de las líneas maestras del relieve actual en el NW de la Península Ibérica. A continuación se repasan los principales criterios utilizados para determinar la antigüedad del paisaje, las hipó-

tesis geomorfológicas más significativas en el NW del Macizo Hespérico Peninsular y los principales elementos morfológicos de Galicia (tabla 1).

Recientemente otros autores (PAGÉS, 1996 y CANTANO, 1996) han puesto de manifiesto el papel que han ejercido las variaciones del nivel de base atlántico, en la evolución de la red fluvial mesozoica de dirección N-S; que habría sido afectada por capturas hacia el W.

## 2.2. PRINCIPALES ELEMENTOS GEOMORFOLÓGICOS DEL NW PENINSULAR

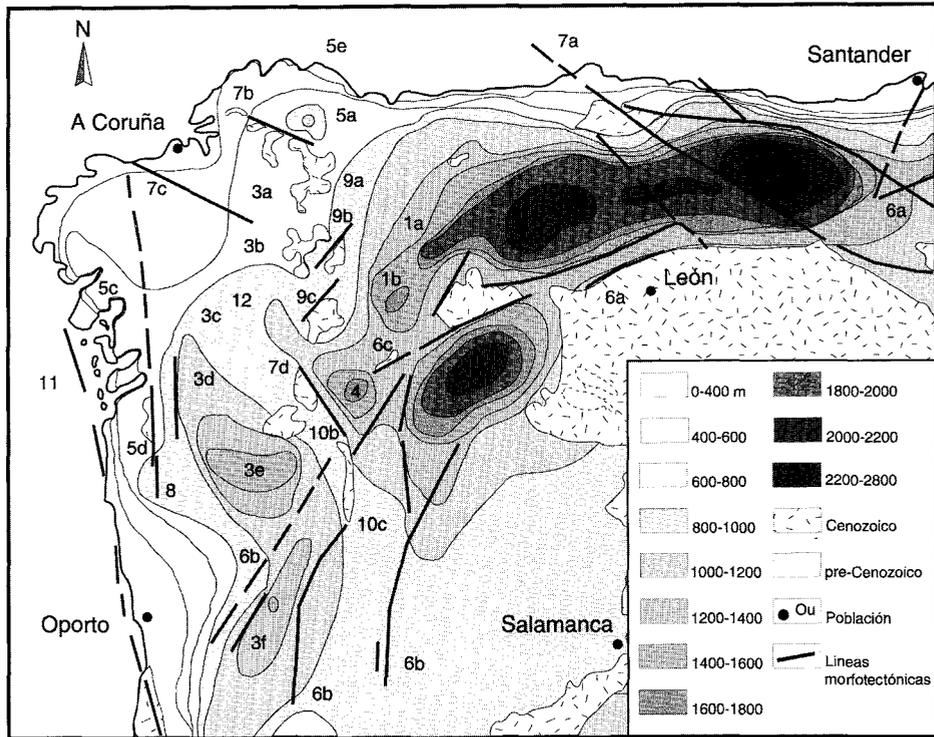
Para enmarcar mejor la evolución de las ideas sobre la geomorfología del área estudiada, se hace una breve descripción de los principales elementos morfológicos de Galicia. Una síntesis reciente y completa ha sido abordada por VIDAL ROMANÍ (1996).

En la zona emergida se pueden distinguir cuatro tipos de elementos morfológicos: bloques montañosos, fosas, fallas y superficies de erosión (figura 2). Por su parte, en la zona sumergida serían cinco: plataforma continental; horst o bancos; fosa marginal; Rías Baixas; y frente de subducción con su prisma de acreción (figura 3).

En el NW del Macizo Hespérico Peninsular, el predominio de rasgos morfotectónicos siempre ha parecido evidente; llevando a interpretar el relieve como un conjunto de *horst* y *grabens* (HERNÁNDEZ-PACHECO, 1949), con una *morfología en teclas de piano* (BIROT y SOLÉ, 1954; PÉREZ-ALBERTI, 1993). Sin embargo los términos utilizados en esta clasificación atienden a las formas y eluden las interpretaciones morfotectónicas.

<b>Elementos morfológicos</b>	<b>Ejemplos</b>
Bloques montañosos	Cordillera Cantábrica, Montes Galaico-Leoneses, Macizo Central-Ourense, Macizo Galaico-Duriense, Bloques Litorales
Fosas	Depresión Meridiana, Cubetas Lucenses, Fosas Ourense, Corredores de fallas direccionales del NW, Rías Baixas, Fosal del
Fallas	N-S, NNE-SSE, NE-SW, ENE-WSW, SE-NW, Cabalg. Basal Pirenaico
Superficies de erosión	Superficie Fundamental, Superficies Previas
Relieves Residuales con rumbo NW-SE	S <sup>a</sup> do Marroxo-Mte. Vidual, S <sup>a</sup> de Auga Elevada, S <sup>a</sup> de Moncai, S <sup>a</sup> da Móa, Larouco
Alteraciones	caolinización (Depresión Meridiana), caolinita fosilizando relieves previos (As Pontes y Meirama), rubefacción del zócalo (Monforte), alterita roja con canturrales de cuarzo (Superficie Fundamental), paleosuelos (El Bierzo)

**Tabla 1.** Relación de los principales elementos morfológicos emergidos de Galicia.



**Figura 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 Serra 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.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 Ourenšanas (10a Maceda; 10b Xinzo da Limia; 10c Verín); 11 Rías Baixas. **SUPERFICIES DE EROSIÓN:** 12 Superficie Fundamental.

### 2.2.1. Los bloques montañosos

Las Sierras gallegas se pueden asimilar a grandes bloques con una superficie de cumbreres bien desarrollada. Los principales bloques montañosos son: la Cordillera Cantábrica, los Montes Galaico-Leoneses, el Macizo Galaico-Duriense, el Macizo Central Ourenzano (Serra de Queixa-San Mamede), el Bloque Litoral Atlántico y el Bloque Litoral Cantábrico.

El tramo gallego de la *Cordillera Cantábrica* se encuentra al E de Lugo, y comprende las Serra de Ancares y O Courel. La línea de cumbres de este bloque se alarga de E a W, pero al acercarse a Galicia describe una inflexión y se orienta en dirección NE-SW.

Los *Montes Galaico-Leoneses* definen el límite SE de Galicia; y engloban los Montes de León y las Serra de la Cabrera, Segundeira, Eixe, Calva y O Canizo. A gran escala, la línea de cumbres de este bloque es paralela al tramo gallego de la Cordillera Cantábrica.

El *Macizo Central Ourenseño* también es conocido como *Serra de Queixa-San Mamede*; y ocupa el centro de Ourense. Se pueden considerar estribaciones del Macizo las Serra de O Burgo y A Móa, al NW; y los Montes do Invernadoiro y Serra do Fial das Corzas, al SE. En conjunto recuerda la imagen de un relieve aislado; a ello coopera los límites netos que presenta por el N (el encajamiento del río Sil) y por el W (el escarpe morfoestructural de la Falla de Maceda).

Bajo el término *Macizo Galaico-Duriense* se agrupan, de N a S, las Serra da Loba, Cova da Serpe, Faro, Testeiro, Suido, Faro de Avión, Peneda-Xerés-Laboreiro y Marao; todas ellas alargadas en dirección N-S. Este bloque corta Galicia de N a S por la mitad. Para VIDAL ROMANÍ (1996) la Serra de Faro y su prolongación septentrional, constituyen un relieve residual de una superficie de erosión anterior a la *Superficie Fundamental de Galicia* de BIROT y SOLÉ (1954).

El *Bloque Litoral Atlántico* define unos relieves orientados N-S (Serra da Ruña-Pindo, Barbanza, Castrove, Morrazo, Galiñeiro y Argallo), que se escalonan hacia la costa y están dislocados por las Rías Baixas. Un sector de este área ha sido objeto de una reciente investigación (PAGÉS, 1996). Por su parte el *Bloque Litoral Cantábrico* define unos relieves orientados W-E (Serra da Capelada, Xistral, da Carba, Lourenzá y Buio-Cabaleiros), con una vertiente septentrional escalonada en tres replanos a: 800-400 m, 400-300 m y 20-40 m (VIDAL ROMANÍ, 1995).

### 2.2.2. Las depresiones de alteración y las fosas tectónicas

En una primera aproximación no atenderemos a criterios genéticos y distinguiremos seis grupos de estas formas en Galicia: La *Depresión Meridiana* (NONN, 1966), las *Cubetas Lucenses* o *Accidente Meridiano* (CARLÉ, 1944; VERGNOLLE, 1990), las *Fosas Ourenseñas*, los *Corredores de fallas direccionales del NW de Galicia* (SANTANACH, 1994), las *Rías Baixas* y las *Fosas del río Sil*.

La *Depresión Meridiana* se reconoce al W de Galicia (entre Carballo y Tuy) y define como un canal alargado N-S de 200 km. Este accidente no llega a afectar a los ríos principales (Tambre, Ulla, Verdugo y Miño), que lo atraviesan transversalmente. Se ha interpretado como un rift valley (PANNEKOEK, 1966); aunque en la actualidad TWIDALE y VIDAL ROMANÍ (1994) lo asocian a una tectónica distensiva en la costa occidental de

Galicia; resultado del *rifting* atlántico Jurásico-Cretácico inferior (MURILLAS, 1990). por su parte PAGÉS (1996) postula un origen por alteración diferencial a favor de litologías menos resistentes.

El conjunto de las *Cubetas Lucenses* o *Accidente Meridiano* (CARLÉ, 1944; VERGNOLLE, 1990) se alinea N-S en torno al contacto entre la ZAOL y la ZCI; aunque cada cuenca, por separado, se relaciona con fracturas NNE-SSW a NE-SW. Las principales cuencas (Vilalba, Sarria y Monforte) son disimétricas; el borde E es metamórfico, suave y está fosilizado por el relleno; mientras que el borde W viene señalado en granitos por escarpes de falla inversa (SANTANACH, 1994).

En conjunto, las *Fosas Ourensanas* (Maceda, Xinzo y Verín) se consideran limitadas por un conjunto de horst basculados al S y SE (MARTÍN-SERRANO, 1994a); y en el caso de Maceda se interpreta como un semigraben con relleno detrítico y facies distinta a las *Cubetas Lucenses* (ARAUJO *et al.*, 1988).

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

Las *Rías Baixas* (Muros-Noia, Arousa, Pontevedra y Vigo) se han excavado cortando transversalmente la *Depresión Meridiana*. Para VIDAL ROMANÍ (1996) se han desarrollado aprovechando el sistema de fracturas NE-SW y las modificaciones en el nivel de base oceánico, como consecuencia del *rifting* atlántico. Su argumentación se fundamenta en tres observaciones: escalonamiento de pequeños replanos; plataformas de abrasión marina mal desarrolladas y adaptadas a la morfología de ría; y desproporción entre las dimensiones de los ríos que drenan las rías y las formas amplias de las rías (VIDAL ROMANÍ, 1983).

Las *Fosas del río Sil* (El Bierzo, O Barco, A Rúa y Quiroga) se desarrollan en un tramo muy encajado, orientado ENE-WSW. Recientemente se han relacionado con importantes fracturas: los *Corredores del Sil* (VERGNOLLE, 1990) y el Cabalgamiento Basal Pirenaico (SANTANACH, 1994).

### 2.2.3. Las fallas

La orografía del NW del Macizo Hespérico Peninsular se supone relacionada con varias familias de fallas (PARGA, 1969): N-S, NNE-SSW, NE-SW y SE-NW. A las que añade la dirección ENE-WSW (SANTANACH, 1994) (tabla 2).

La dirección N-S se relaciona con la morfología de la costa atlántica (Baiona-A Guarda) y la *Depresión Meridiana*. A modo de propuesta se añaden las Fallas Tomiño-Braga y Porto-Coimbra.

Estas últimas fallas son hercínicas, pero muestran indicios de reactivación alpina. Concretamente; la cartografía de la Falla Tomiño-Braga (PARGA PONDAL *et al.*, 1986) señala contactos mecánicos entre un granito tardihercínico y el Silúrico, en Ponte de Lima y Amarante (Portugal); en Amarante las cartografías de JULIVERT *et al.* (1980) y GARCÍA LOIGORRI *et al.* (1980) permiten deducir un movimiento de desgarre dextro en la falla; y la prolongación septentrional de la falla coincide con la traza de la costa (Baiona-Cabo Fisterra). Respecto a la Falla Porto-Coimbra (GARCÍA LOIGORRI *et al.*, 1980); la cartografía del GARCÍA LOIGORRI *et al.* (1980) refleja un contacto mecánico entre materiales paleozoicos y cenozoicos; afecta al Muschelkalk en Aveiro (JULIVERT *et al.*, 1980); y su prolongación septentrional coincide con la traza de la costa (Porto-Baiona).

Las fracturas NNE-SSW configuran el relieve en el SE de Galicia y N de Portugal (Depresión de Chaves-Verín, Bragança); y para SANTANACH (1994) constituyen la terminación occidental del Cabalgamiento Basal Pirenaico. En cuanto a la familia NE-SW sería responsable de la configuración de las Rías Baixas (CARLÉ, 1949), de las *Fosas Lucenses* (OLMO, 1984; 1985; SANTANACH, 1994) y posiblemente de la Fosa de Xinzo da Limia. Por lo que respecta a la dirección ENE-WSW, se ha relacionado con las Fosas del Sil (VERGNOLLE, 1990) y se adapta a la traza principal del Cabalgamiento Basal Pirenaico. Mientras que la dirección NW-SE vendría representada por los *Corredores de fallas direccionales del NW de Galicia* (SANTANACH, 1994); y, probablemente con las fallas de Maceda (Ourense) y Ventaniella (Asturias).

DIRECCIÓN	RELIEVE
N-S	línea de costa atlántica, Depresión Meridiana, Macizo Galaico-Duriense
NNE-SSW	principales rasgos del S gallego y N portugués, Fosa Chaves-Verín
NE-SW	rías baixas, Fosa de Xinzo da Limia, Fosas Lucenses
ENE-WSW	fosas del Sil (El Bierzo, O Barco, A Rúa y Quiroga)
NW-SE	corredores de As Pontes y Meirama, Fosa de Maceda

**Tabla 2.** Direcciones principales de fracturas en Galicia y relieves asociados.

#### 2.2.4. Las superficies de erosión

De forma general se acepta la existencia de una *Superficie Fundamental* o *Principal*. En la provincia de Ourense se denominó *Penillanura Baja* (HERNÁNDEZ-PACHECO, 1949) y en Lugo *Superficie de Chantada* (BIROT y SOLÉ, 1954). Esta superficie constituye el rasgo dominante de la zona central de Galicia; se encuentra bien conservada en

torno a Chantada; donde señala un replano en torno a 600-500 m. Para VIDAL ROMANÍ (1996), al W de la Serra de Faro la *Superficie de Chantada* se degrada y fragmenta en unidades menores; volviéndose a identificar retazos degradados en el Bloque Litoral Atlántico (Serra da Barbanza, A Ruña y O Pindo).

Tradicionalmente se han identificado dos bloques montañosos como vestigios de una superficie anterior: los Montes Galaico-Leoneses (SOLÉ, 1983) y el Macizo Galaico-Duriense (BIROT y SOLÉ, 1954). En la actualidad, tan solo se consideran significativos: la ST<sup>M</sup> de Faro y su polongación septentrional (VIDAL ROMANÍ, 1994); y residuales dispersos tipo crestas cuarcíticas alargados NW-SE (BIROT y SOLÉ, 1954); equivalentes a los relieves apalachianos de MARTÍN SERRANO (1988) y a los pseudo apalachianos de PAGÉS (1996).

### 2.2.5. Los elementos morfológicos sumergidos

Los estudios del margen continental gallego (GROUPE GALICE, 1979; BOILLLOT, 1986; BOILLLOT *et al.*, 1985a; 1985b; 1986; 1987a; 1987b; 1988; 1989) han permitido elaborar la hipótesis de una íntima relación entre la morfología de la plataforma y la historia geomorfológica del área emergida de la placa (VIDAL ROMANÍ, 1986; 1991; 1994).

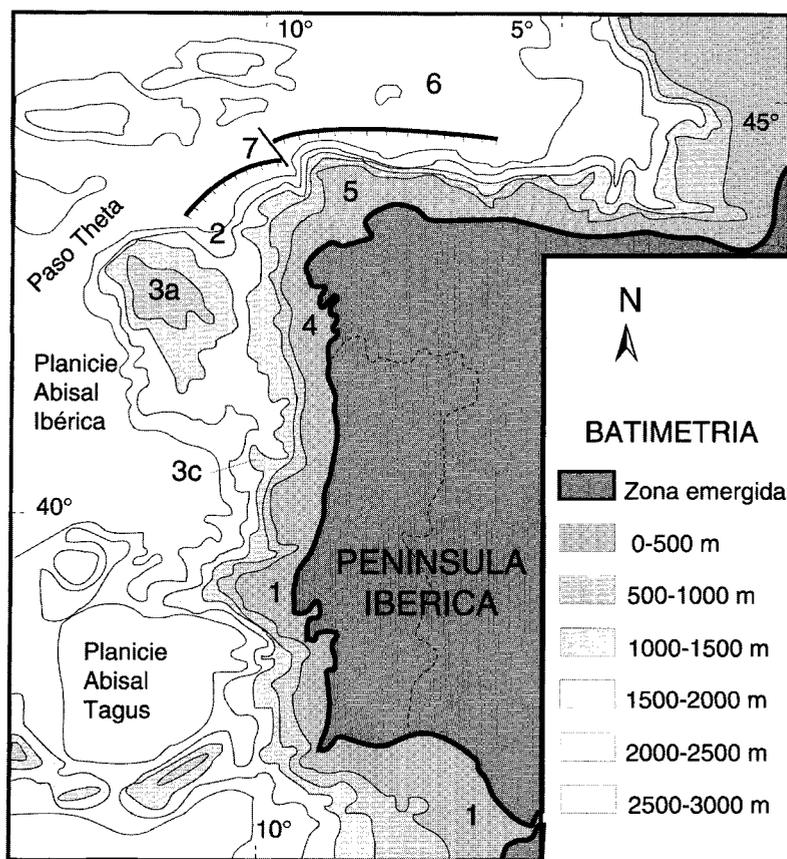
Según VIDAL ROMANÍ (1996) los principales elementos de la costa atlántica son: la plataforma continental; los horst (Bancos de Galicia, Vigo y Porto); la fosa marginal (Depresión de Valle Inclán); y las Rías Baixas. Y en la costa cantábrica: la plataforma continental; la trinchera oceánica del Golfo de Bizkaia; y el frente de subducción con su prisma de acreción (figura 3).

## 2.3. CRITERIOS DE ANTIGÜEDAD EN EL PAISAJE DEL SE DE GALICIA

### 2.3.1. Los depósitos

El problema de las dataciones radiométricas y paleontológicas en Galicia es la escasez de sedimentos. Esto ha supuesto la importación de hipótesis desarrolladas en la Cuenca del Duero (BIROT y SOLÉ, 1954; VIRGILI y BRELL, 1971; BRELL, 1972; MARTÍN-SERRANO, 1994).

Tradicionalmente se ha señalado un contexto único y sincrónico para los depósitos atribuidos al Terciario gallego (NONN, 1966; BIROT y SOLÉ, 1954; BRELL, 1972; BRELL y DOVAL, 1974). Estos investigadores explicaron la diversidad de facies por variabilidad paleogeográfica; y propusieron una antigüedad máxima Oligoceno superior-Neógeno. Esta edad ha sido corroborada, en la cuenca de As Pontes, por restos fósiles



**Figura 3.** Elementos geomorfológicos sumergidos del NW de la Península Ibérica. Elaborado a partir de REY SALGADO (1993). Leyenda: 1 Plataforma continental atlántica; 2 Fosa Marginal (Depresión de Valle Inclán); 3 Horst tectónicos (3a Banco de Galicia; 3b Vigo; 3c Porto); 4 Rías Baixas; 5 Plataforma continental cantábrica; 6 Fosa Oceánica del Golfo de Bizkaia; 7 Frente de subducción y prisma de acreción.

(LÓPEZ-MARTÍNEZ *et al.*, 1993). No obstante, también existen autores (MARTÍN-SERRANO, 1982; VERGNOLLE, 1990) que utilizan la diversidad de facies como criterio de superposición estratigráfica; y postulan una edad más antigua (paleógena).

Por su parte, en las áreas sumergidas, BOILLOT y MALOD (1988) atribuyen una edad prePaleocena a los depósitos de plataforma. La deformación principal de estos depósitos la relacionan con la Fase Pirenaica (Paleoceno-Eoceno medio). En las Rías Baixas, REY SALGADO (1990; 1993) corrobora esta hipótesis; al no observar deformación reciente de los sedimentos y PAGÉS (1996) llega a conclusiones similares con un estudio en la cuenca del Xallas.

### 2.3.2. Los relieves residuales alargados en dirección NW-SE

Estos relieves se han relacionado con los identificados en el borde NW de la Cuenca del Duero; considerados pre-paroxismo alpino, al estar interrumpidos por la fracturación; y prepaleocenos, por estar fosilizados con un episodio caolinítico correlacionable con el siderolítico basal Terciario (GARCÍA ABAD y MARTÍN-SERRANO, 1980).

Existirían dos posibles morfogénesis para los relieves de la Cuenca del Duero: 1) erosión diferencial con levantamiento tectónico de los *horst* cuarcíticos (RIBEIRO, 1941; LLOPIS, 1958); y 2) erosión diferencial favorecida por un rejuvenecimiento (GARCÍA-ABAD y MARTÍN-SERRANO, 1980; MARTÍN-SERRANO, 1988).

### 2.3.3. La red de drenaje

La red de drenaje está influenciada por la orientación del sistema de fracturas; aunque existen excepciones; es el caso de los ríos que atraviesan, transversalmente, la Depresión Meridiana.

En el SE de Galicia el análisis de la red (encajamientos, capturas, asimetrías y secuencias de terrazas) es el criterio más socorrido para deducir basculamientos y establecer dataciones relativas. A pesar de la precariedad de estos criterios permiten señalar variaciones de gradiente en los encajamientos. Así se han señalado indicios de epigénesis en el río Sil (MARTÍN-SERRANO, 1989; 1991; 1994; VIDAL ROMANÍ, 1994) y en el tramo del Miño entre As Neves y A Guarda (VIDAL-BOX, 1941; BUTZER, 1967; SOS BAYNAT, 1965; LAUTENSACH, 1941; 1945; TEIXEIRA, 1949; PÉREZ-ALBERTI, 1978).

## 2.4. HIPÓTESIS MORFOLÓGICAS EN EL NW DEL MACIZO HESPÉRICO PENINSULAR

En este apartado no se pretende analizar la morfogénesis en el NW del Macizo Hespérico Peninsular (tabla 4); ya que existen varias síntesis recientes (MARTÍN-SERRANO, 1994b; VIDAL ROMANÍ, 1996); tan solo se recoge la evolución del pensamiento en tres cuestiones: la morfogénesis estructural; la antecedencia fluvial; y la poca incidencia de la morfogénesis glaciar.

### 2.4.1. La morfogénesis estructural

Para explicar el relieve de Galicia se ha recurrido abusivamente, hasta hace poco tiempo, a invocar una tectónica de bloques corticales (*horts-grabens*); hipótesis sinteti-

zada en la expresión *morfología en teclas de piano* (HERNÁNDEZ-PACHECO, 1949). Esta hipótesis se ha mantenido hasta el presente; llegando a proponer que Galicia es un mosaico de bloques y cubetas que se inclina hacia el mar en transición gradual desde los Montes Galaico-Leoneses (MARTÍN-SERRANO, 1994a).

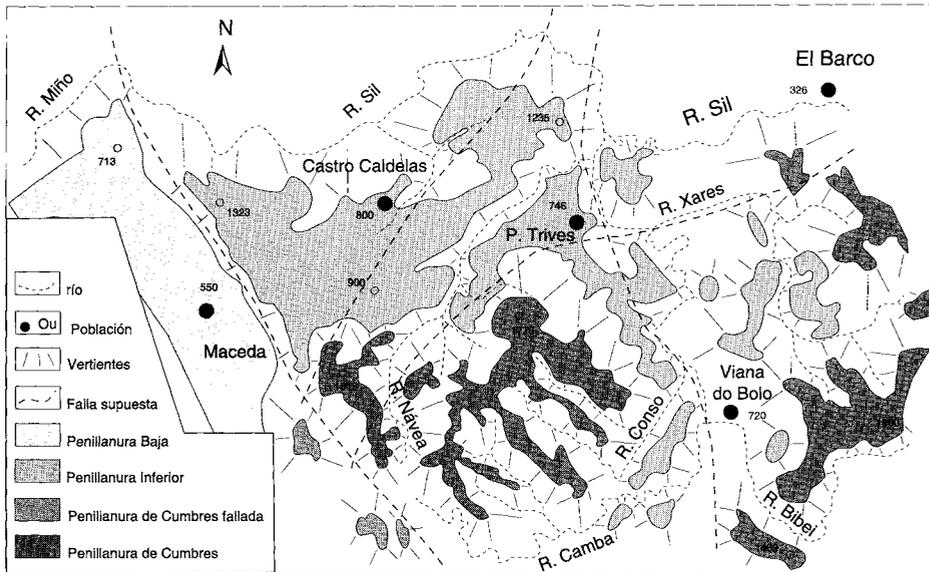
Sin embargo de todas las hipótesis enunciadas para explicar total o parcialmente el origen del relieve del NW del Macizo Hespérico Peninsular destacaremos tres ideas: 1) Que la disimetría morfológica entre las costas atlántica y cantábrica se relaciona con sus diferentes historias geotectónicas: la costa W relacionada con el proceso de *rifting* atlántico; y la costa N relacionada con la apertura del Golfo de Bizkaia y la posterior subducción de corteza oceánica desde los Pirineos hasta el Cabo Ortegal (VIDAL ROMANÍ, 1991a). 2) Que algunas fosas terciarias se pueden explicar mediante fallas transcurrentes y no como graben o fosas tectónicas (OLMO, 1984; MONGE, 1987; SANTANACH *et al.*, 1988). Y 3) Que la directriz principal del relieve es el Cabalgamiento Basal Pirenaico (SANTANACH, 1994).

Una vez realizado este preámbulo, veamos los trabajos que más han influido en la actual concepción de la morfología del NW. El primer estudio relevante del que tenemos noticias (HERNÁNDEZ-PACHECO, 1912) propone un basculamiento post-Plioceno del macizo gallego hacia el NW; con la consiguiente formación de rías por hundimiento de los valles próximos a la costa.

En el interfluvio Cávado-Miño (NW de Portugal), Teixeira (1944; 1945; 1946) señala que el basculamiento sería hacia el N y de edad Pleistoceno medio. Para ello argumenta que entre Fao y A Guarda no se identifican los tres niveles inferiores de playa fosil que se observan en el tramo meridional del bloque; y que en Galicia no se reconocen depósitos de playa levantados, sino rías. Y por extrapolación divide el NW peninsular en tres bloques, hundidos en momentos distintos: el interfluvio Vouga-Cávado, hundido en el límite Mio-Plioceno; el interfluvio Cávado-Miño, hundido en el Pleistoceno inferior; y el *Bloque Galicia Oeste*, cuyo hundimiento, más reciente y pronunciado, formaría las rías.

A partir de las ideas de Teixeira (1946), Hernández-Pacheco (1949) divide Galicia en tres bloques: Bloque Litoral, Bloque Galicia Centro, y Bloque Oriental Gallego. En el Bloque Galicia Centro distingue cuatro unidades morfo-estructurales (figura 4, tabla 5): la Penillanura de Cumbres (PC); la Penillanura Inferior (PI); la Penillanura Baja (PB); y el Pais de Valles (PV). Cartografía la Penillanura de Cumbres (1778-1400 m) en Serra de Queixa-San Mamede, suponiéndola inclinada al S; la Penillanura Inferior (1250-900 m) rodeando la Penillanura de Cumbres por el N-NW e inclinada al N; la Penillanura Baja (750-650 m) al W de la Penillanura Inferior e inclinada hacia el W por erosión; y el Pais de Valles (100-300 m) parcialmente excavado en la Penillanura Inferior por rejuvenecimiento de la red fluvial.

Este autor atribuye el carácter de falla a cinco grandes accidentes morfológicos: la *Falla Occidental* (NNW-SSE) que dislocaría la PI en Maceda, dando lugar a la PB; la



**Figura 4.** Esquema geomorfológico de la Cuenca media del Sil, modificado a partir de HERNÁNDEZ-PACHECO (1949).

*Falla da Serra do Burgo* (NE-SW); la *Falla del Río Bibeí* (N-S), que separaría la Serra de Queixa del Bloque Oriental Gallego; las *fallas septentrionales de Serra de Queixa* (NE-SW), que desnivelarían la PC respecto a la PI; y las *Fallas de Arrejó* (NE-SW), en la ribera E del Río Cabe.

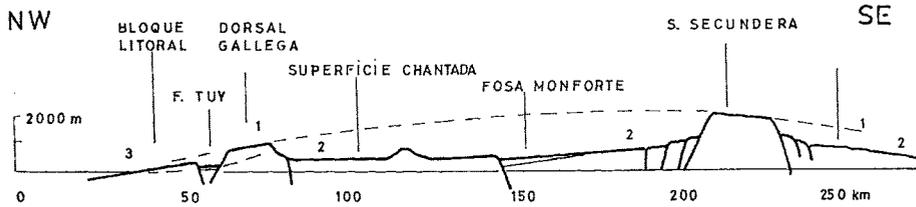
En resumen, HERNÁNDEZ-PACHECO (1949) supone un área continental afectada por varios ciclos erosivos y una tectónica tardihercínica distensiva que compartimentaría el orógeno en varios bloques. Además, asocia el comienzo de la sedimentación en las áreas deprimidas con una tectónica de componente vertical oligocena; y supone una sucesión de movimientos epirogénicos desde el Mioceno que provocarían pulsos de erosión-sedimentación. Estos movimientos justificarían la elaboración de las Penillanura de Cumbres (Mioceno medio y superior), Penillanura Baja (Plioceno superior) y País de Valles (Cuaternario); y el encajamiento del Sil sobre la Penillanura Inferior.

BIROT y SOLÉ (1954) abarcan el sector meridional gallego (figura 5); proponen una deformación de gran radio, la *Flexura Atlántica* (SOLÉ, 1983) (figura 6) y señalan cuatro aplanamientos fundamentales: la *Superficie de Erosión Antigua*, reconocida en las cumbres de Serra Segundeira, Queixa, Xurés y *Dorsal Gallega*; la *Superficie Fundamental de Galicia* o *Superficie de Chantada* (300-500 m), que suponen inframiocena por correlación con depósitos de León; la *Superficie de Erosión Pontense*, que está poco extendida; y las *Explanadas Aluviales Superiores*, de edad Villafranquiense (tabla 5).

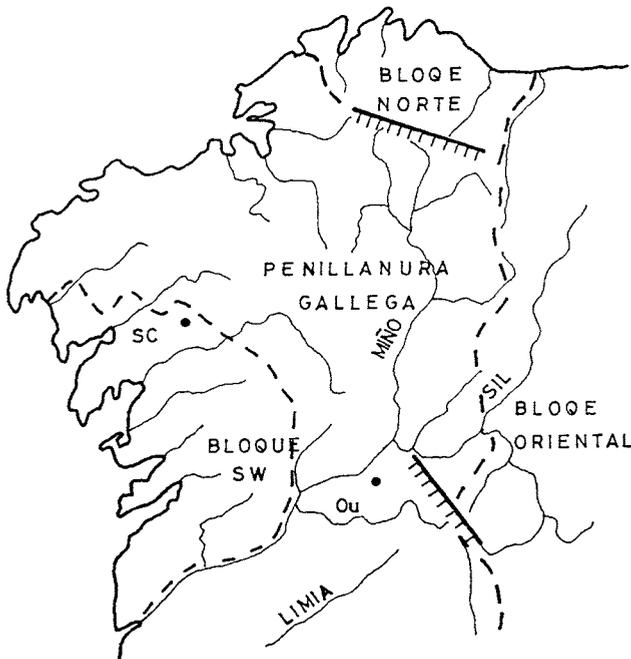


**Figura 5.** Esquema geomorfológico Galicia meridional. Simplificado a partir de BIROT y SOLÉ (1954). Leyenda: 1 Superficie de Chantada; 2 Superficie de Chantada bajo delgada cobertera detrítica; 3 Superficie de erosión más anciana; 4 Relieves residuales por encima de la Superficie de Chantada en la región del bajo Miño. En la figura se indican los bloques de los que no se tiene clara su posición sistemática; 5 Replanos y valles ancianos posteriores a la Superficie de Chantada; 6 Valles maduros y relieves aplanados situados a poca distancia del nivel de base (en parte por nivelación en las zonas tectonizadas); 7 Plataforma de abrasión litoral; 8 Escarpe de falla; 9 Principales crestas de cuarcita; 10 Línea de costa; 11 Encajamiento; 12 Sentido de movimiento del basculamiento en los bloques.

Continuando con el trabajo de HERNÁNDEZ-PACHECO (1949), TORRE-ENCISO (1954) redefine el mapa de bloques (figura 7), para justificar el contraste morfológico entre la costas atlántica y cantábrica: El *Bloque Septentrional* (N de Coruña y Lugo); el *Bloque de la Penillanura Gallega* (que se englobaría las Rías Centrales); el *Bloque Suroccidental* (Pontevedra); y el *Macizo Montañoso Oriental* (al E de la *Penillanura Gallega*). Para este autor, el movimiento de bloques sería fini-terciario a plioceno; y su



**Figura 6.** Corte esquemático NW-SE del relieve en el Macizo Gallego según SOLÉ (1983).  
 Leyenda: 1 Penillanura Antigua, poligénica y abombada que separaría el Atlántico de la cuenca endorreica del Duero; 2 Penillanura Premiocena de la Cuenca del Duero, equivalente a la Superficie de Chantada, encajada en la Superficie Antigua y posteriormente algo deformada y cortada por fosas miocenas en Galicia central; 3 Ciclos Plio-Cuaternarios encajados en los bloques litorales.



**Figura 7.** Las rías gallegas y su marco geográfico, con indicación de las fracturas fundamentales que individualizan los bloques corticales según TORRE ENCISO (1954).

funcionamiento desigual; el *Bloque Septentrional* se inclinaría hacia el N, mientras que los *Bloques de la Penillanura Gallega* y *Suroccidental* lo harían hacia el W; y en este último caso de forma más acentuada.

NONN (1966) hace un estudio sistemático de la franja costera; identificando cuatro arrasamientos (tabla 5); observa la *Superficie Eocena* (SE) en algunos puntos de la costa (Cedeira, Sta. Mariña, Pico de Meda, Catoira, Espiñeira, Castrove, A Groba, Cabeceras de Tambre y Xallas) y en la periferia de las cuencas interiores. En la SE reconoce dos niveles (pediplanos) con una diferencia de cotas de 80-120 m (el superior en granitos y el inferior en esquistos), suponiéndolos heterocronos. Concretamente, el pediplano inferior lo da como Oligoceno medio-superior por correlación con las dataciones de As Pontes y Roupár (MEDUS, 1963, 1966). Este autor justifica la extensión de las superficies por la potente alteración, heredada del Mesozoico, y los exiguos volúmenes a reducir. Además relaciona el abombamiento epirogénico con un pulso amortiguado durante el Stampiense; que iniciaría la fracturación miocena.

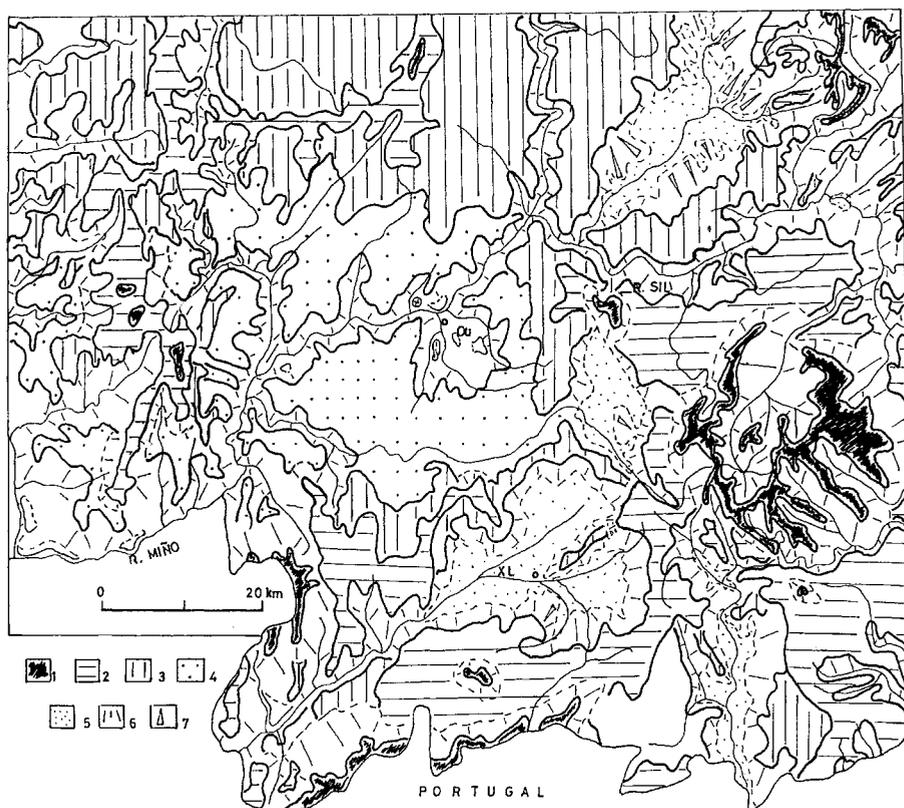
Años después COUDE-GAUSSEN (1981) da un paso más y correlaciona la subsidencia del margen atlántico con la epirogénesis del bloque continental. Su cartografía distingue cinco aplanamientos escalonados en las Serra de Peneda y Xurés (tabla 5). Esta investigadora correlaciona sus Niveles III y IV con la SE de NONN (1966); y el Nivel V con la ST de NONN (1966).

Entre las cartografías regionales recientes destaca la de VILLASANTE Y PEDRAZA (1984); que estructuran el relieve meridional de Galicia en dos superficies:  $S_1$  y  $S_2$  (tabla 5). En la  $S_1$  distinguen tres niveles: un Nivel de Cumbres ( $N_1$ , 1700-1000 m); el Escalón Superior ( $N_2$ , 1000-750 m); y un Escalón Inferior ( $N_3$ , 750-550 m). Y para justificar los niveles evocan una tectónica tipo *horst-graben* (figura 8).

Según estos autores la  $S_1$  sería una superficie poligénica heterocrona, labrada desde el final de la Orogenia Hercínica y hasta el inicio del Terciario. Basándose en la teoría del *primarrumpt* (PENK, 1972) asocian los escalones de la  $S_1$  con periodos de levantamiento lento pero acelerado; y suponen que estos periodos estarían separados por fases de tectónica brusca. No obstante, aceptan la existencia de crisis tectónicas más recientes; pero siempre de menor magnitud y de carácter distensivo.

Cartografía  $N_1$  en las principales crestas montañosas;  $N_2$  bordeando las vertientes del  $N_1$  y englobando retazos degradados del  $N_1$ ; y al  $N_3$  lo identifica con la *Superficie de Chantada*. Sobreimpuesto al  $N_2$  observa un encajamiento generalizado y valles de fondo plano; que justifica con el retroceso de vertientes por erosión areolar. En el  $N_3$  observa erosión diferencial; sobre granitos: alteraciones profundas y suaves lomas con altitud constante; y en litologías metamórficas: relieves pseudo-apalachianos y valles de fondo plano.

En cuanto a  $S_2$  la suponen una superficie grabada; formada a partir de  $S_1$  por una acción combinada tectónica-denudación fluvial. Cartografían  $S_2$  en los márgenes del Miño (Os Peares-Liñares); y la suponen exhumada en el Neógeno-Pleistoceno; sincrónicamente a un pulso tectónico que activa fracturas E-W. Coincidiendo con estudios anteriores (BIROT, 1954; NONN, 1966; BRELL, 1975) aceptan unas condiciones áridas y



**Figura 8.** Esquema geomorfológico del mapa geológico de Ourense-Verín (nº 17/27, e: 1/200.000). Simplicado a partir de VILLASANTE y PEDRAZA (1984). Leyenda: 1, 2 y 3 Penillanura Poligénica ( $S_1$ ); 1 Nivel de Cumbres; 2 Escalón superior; 3 Escalón Inferior; 4 Superficie de Sustitución ( $S_2$ ); 5 Sediaplano; 6 Vertiente; 7 Glacis mixto degradado.

resistásticas entre el Mioceno y Pleistoceno; que se atenuarían a partir del Plio-Pleistoceno, como también señala MARTÍN-SERRANO (1982).

Durante los ochenta se suceden las modificaciones de la idea tradicional: la tectónica de bloques. Para MARTÍN-SERRANO (1989) no es aceptable la edad Rodánica del paroxismo (BIROT, 1939; VIDAL-BOX, 1941; TEIXEIRA, 1944; FEIO, 1948; LLOPIS, 1952; BIROT y SOLÉ, 1954), y propone una mayor antigüedad (Eoceno medio) (tabla 5); acorde con una individualización del Bierzo durante el Mioceno medio-superior (HERAIL, 1984). Tras el paroxismo Martín-Serrano (1989) supone que la plataforma continental solo estaría afectada por reajuegos verticales; de edad finioligocena; hipótesis que apoya con observaciones de VANNEY (1985) y GUILLOT (1985) en la plataforma

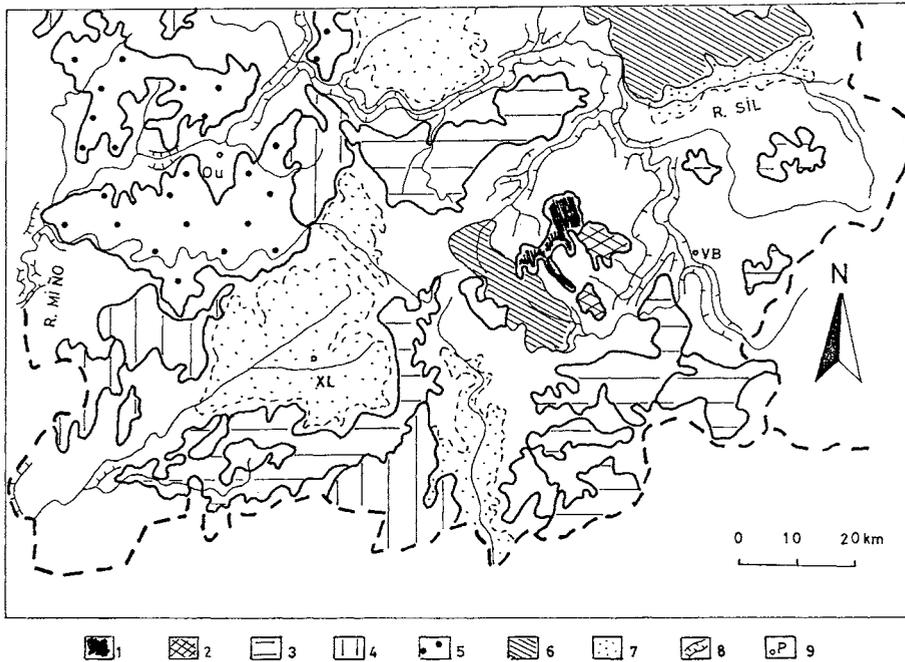
continental y zonas adyacentes. Además propone dos explicaciones para el desdoblamiento de la *Superficie Fundamental* en dos pediplanos, sin llegar a decantarse por un levantamiento moderado del macizo gallego o una variación eustática.

ARAUJO (1990) propone dos nuevos bloques hundidos: A Peroxa y Ourense. El bloque de A Peroxa lo supone hundido a partir de la Superficie Fundamental, durante el Neógeno y a favor de una falla NW-SE. Mientras que para el bloque de Ourense propone un hundimiento por reactivación de fracturas (N-S, ENE-WSW, ESE-WNW y SE-NW) que dislocarían la  $S_2$  de VILLASANTE y PEDRAZA (1984). Esta segunda fracturación la hace coincidir con la tectónica distensiva de la plataforma (BOILLOT, 1985) y cuencas de Lucenses (VERGNOLLE, 1990).

En trabajos regionales recientes PÉREZ-ALBERTI (1990, 1993) identifica hasta cinco Niveles de Aplanamiento (NA) (figura 9) entorno a la Serra de Queixa-San Mamede ( $NA_{800}$ ,  $NA_{900}$ ,  $NA_{1000}$ ,  $NA_{1500}$  y  $NA_{1700}$ ). Este autor caracteriza el  $NA_{800}$  (Esgos-Parada do Sil-Luintra, W de Verín) por una intensa alteración y relieves residuales; el  $NA_{900}$  (Manzaneda, Placín, As Estivadas) por una alteración generalizada y residuales asociadas a los escarpes (As Estivadas); el  $NA_{1000}$  (O Rodicio, Sas de Penelas) por los vestigios de un depósito al que supone un área fuente W; el  $NA_{1500}$  (SE de Cabeza de Manzaneda: Mormentelos, Chaguazoso) por un manto alterítico parcialmente desmantelado por la erosión glaciár (ver también, VIDAL ROMANÍ, 1990). Finalmente el  $NA_{1700}$  lo identifica con con la Penillanura de Cumbres de HERNÁNDEZ-PACHECO (1949).

Recientemente, SANTANACH (1994) ha propuesto explicar las fosas gallegas en función de la colisión continental de Iberia y Eurasia. Para este autor la convergencia de Iberia y Europa habría supuesto una compresión N-S que se propagaría desde la costa cantábrica hacia el S. Como estructura fundamental para explicar el levantamiento de la Cordillera Pirenaica traslada hasta Galicia el cabalgamiento cortical vergente al sur, que denomina Cabalgamiento Basal Pirenaico. Según esta hipótesis la carga del sistema de escamas habría producido la flexión cortical del *foreland* y del *hinterland*; y, a favor de la flexión, el desarrollo de las fosas (figura 10). En una sección longitudinal del Cabalgamiento Basal Pirenaico se distinguirían, de SE a NW: 1) un antepais, o *foreland* (la cuenca del Duero); 2) un sistema de escamas vergente hacia el antepais (la Sierra Galaico-Leonesa); y 3) un *hinterland* que se extendería desde las sierras hasta el océano.

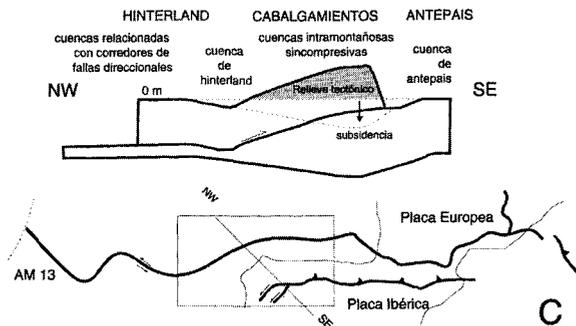
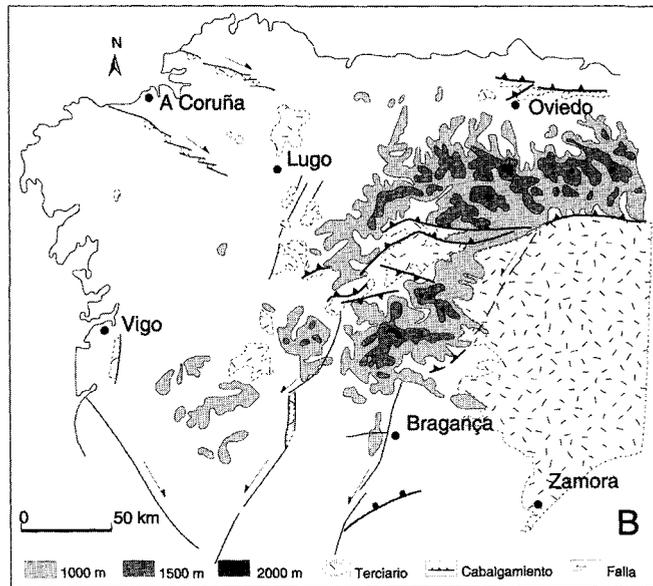
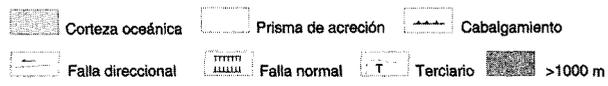
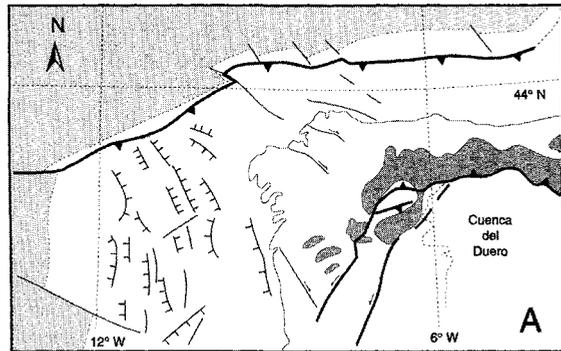
Las *cuencas intramontañosas* (Cuencas del Sil) se desarrollarían a favor de fallas cabalgantes siniestras NE-SW, que serían ramificaciones del Cabalgamiento Basal Pirenaico (SANTANACH, 1994). Hacia el SW este autor prolonga el Cabalgamiento Basal Pirenaico con desgarres N-S que alojarían cuencas tipo *pull-apart* (cuencas de Chaves-Verín, Monção y Tui). Esta hipótesis no concuerda con la suposición de una tectónica de bloques a favor de fracturas NNE-SSW en la zona de Chaves-Verín de BRUM (1983; 1986).



**Figura 9.** Esquema geomorfológico del SE. Simplificado a partir de PÉREZ-ALBERTI (1993).  
 Leyenda: 1, 2, 3, 4 y 5 Superficies aplanadas (SA); 1 SA 1700; 2 SA 1500; 3 SA 1000-900; 4 SA 800-700; 5 SA 500-400; 6 Areas de fuerte incisión fluvial; 7 Fosas; 8 Encajamiento; 9 Población.

En el *hinterland* SANTANACH (1994) distingue dos tipos de cuencas: 1) *las Cuencas Orientales*, de pequeñas dimensiones y potentes espesores relativos (Villalba, Sarria, Monforte, Maceda y Xinzo); y 2) los dos *corredores de desgarré* del NW, de gran extensión y pequeño espesor (As Pontes y Meirama). Las *cuencas orientales* ocuparían la parte inferior de la rampa del Cabalgamiento Basal Pirenaico; en este sector supone un acortamiento direccional siniestro (NE-SW) con cierta componente inversa. Mientras que en los *corredores de desgarré* observa movimiento dextral (NW-SE) y acortamiento N-S a NNW-SSE (FERRUS, 1994).

El último trabajo significativo es de PAGÉS (1996) que estudia la evolución cenozoica del relieve en la cuenca del río Xallas. Para este investigador, durante el Cenozoico, existiría un levantamiento continuo del basamento, a la par que el borde occidental de la plataforma habría sido afectada por fallas lítricas. El resultado de esta tendencia sería un paisaje en superficies escalonadas (cinco grupos de superficies), con una red epigénica y policíclica caracterizada por las rías. Este autor asimila la superficie más antigua (Superficie A) a la Penillanura Fundamental y le atribuye una edad Cretácico-Paleógena.



La superficie inmediatamente posterior (Superficie B) la considera como la respuesta morfológica al levantamiento tectónico del Eoceno superior-Oligoceno. Respecto a las superficies C y D observa importantes reestructuraciones de la red fluvial miocena. Por último, apunta que desde el Pliocuaternario este proceso habría continuado con la elaboración de una plataforma sumergida en la actualidad.

#### 2.4.2. Morfogénesis estructural de otras regiones del Macizo Hespérico Peninsular

En general parece un tanto arriesgado extrapolar a Galicia todas las hipótesis desarrolladas en otras zonas del Macizo Hespérico Peninsular. Sin embargo existen observaciones que no se pueden obviar. Para MARTÍN-SERRANO (1988; 1989; 1991; 1994b) el borde NW de la Cuenca del Duero es una morfoestructura hundida hacia el E; articulada por el S con la Fosa de Ciudad Rodrigo y limitada al N por el Accidente de Valderaduey. En este sector distingue dos superficies de erosión: el *Nivel de Cumbres* (NC) y el *Nivel General de la Topografía* (NGT); y dentro de este último diferencia cuatro aplanamientos más, con depósitos asociados (tabla 5). Para MARTÍN-SERRANO (1988) el *Nivel General de la Topografía* es continuación de la *Superficie Fundamental Zamorano-Salentina* (SFZS); a la que supone destruida antes del Cuaternario por la red fluvial antecedente del Bierzo; llegando a señalar que los portillos labrados en el sustrato Paleozoico estuvieron fosilizados por el Terciario y exhumados recientemente.

Por similitud con aplanamientos triásicos europeos, MARTÍN-SERRANO (1989) supone que la periferia del zócalo meseteño sería un aplanamiento heredado de la superficie triásica. Esta hipótesis encajaría con las observaciones de SOLÉ (1952), que correlaciona el *Aplanamiento Culminante* del N de Portugal con el siderolítico cretácico-terciario de Buçaco; considerándolo pre-Cretácico. Como síntesis de sus trabajos propone caracterizar el paisaje del Macizo Hespérico Peninsular por cuatro elementos orográficos (MARTÍN-SERRANO, 1994b); estableciendo su secuencia genética y depósitos asociados (tabla 3).

---

**Figura 10.** (Página anterior). Esquema de las grandes unidades estructurales en las que se enmarcan las cuencas terciarias del NW de la Península Ibérica. **A:** El orógeno pirenaico en el límite de las placas ibérica y europea. **B:** La placa europea está representada por la corteza oceánica del Golfo de Bizkaia (cuadrículado). El prisma de acreción (rayado oblicuo) se encontraría en el límite de las dos placas. Ya en la placa Ibérica se puede distinguir, de W a E: corteza oceánica (cuadrículado); corteza continental adelgazada, con flías N-S (punteada); corteza continental, con cabalgamientos y fallas direccionales alpinos (en blanco); Las zonas con altura superior a 1000 m (rayado vertical); y el límite W de la Fosa del Duero (línea discontinua). **C:** Esquema de una sección transversal (NW-SE) Cabalgamiento Basal Pirenaico de SANTANACH (1994). Elaborada con las figuras 3 y 5 de SANTANACH (1994).

MORFOLOGÍA	SEDIMENTO	CRONOLOGÍA
Superficies de erosión	Caolinitico	Mesozoico
Relieves residuales	Siderolítico	Pretectónico
Morfoestructuras en bloques	Arcósico	Sintectónico
Disección fluvial	Series Ogres	Postectónico

**Tabla 3.** Principales elementos orográficos que configuran el paisaje del Macizo Hespérico Peninsular; episodios sedimentarios que llevan asociados; y cronología relativa a la Orogenia Alpina. A partir de MARTÍN-SERRANO (1994b).

En el Sistema Central Español (SCE) PEDRAZA (1994) parte de la idea del *Domo en expansión* (PENK, 1924, ref. 1953); proponiendo una morfogénesis por tectónica de impulsos continuos, de intensidad creciente y progresivamente sectoriales (disminución del radio de la deformación). Sin embargo añade un matiz (PEDRAZA, 1978): suponer una etapa final de tectónica de bloques, que aumentaría los contrastes del relieve en la zona axial; los grabens se reafirmarían y el horst fundamental se desnivelaría en: Superficie de cumbres (SC) y Paramera (M3). En cuanto a las morfoestructuras en bloques se proponen complejos movimientos en bandas de cizalla intracontinental relacionadas con etapas paroximales alpinas (PORTERO, 1984).

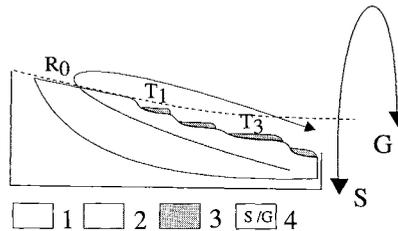
En los Pirineos, los trazos básicos del relieve se originan por la colisión entre las placas continentales de Eurasia e Iberia; complementándose con la acción de la red fluvial. SERRAT (1995) distingue dos fases de encajamiento fluvial; la primera asociada a la compresión paleógena que provoca la emersión de la cordillera; y la segunda asociada al levantamiento isostático y distensión neógena. En una tercera fase se produciría un retoque del modelado por la acción glaciaria; significativo en las cabeceras de cuenca. En cuanto a la interpretación morfo-estructural; la cadena presenta una geometría de abanico asimétrico en su sección transversal (N-S); debido al diferente desplazamiento que totalizan las dos placas. Los cabalgamientos en la placa que subduce (Placa Ibérica) vergen al S, presentando un carácter más tendido y alóctono; mientras que los cabalgamientos de la placa subducida (Placa Euroasiática) vergen al N, presentando un carácter más vertical y autóctono (MUÑOZ y SANTANACH, 1995).

#### 2.4.3. La morfogénesis fluvial

Fuera de las fosas, en el SE de Galicia se han cartografiado algunos recubrimientos poco extensos tipo raña en Sober, Montederramo, Lañoa, A Derrasa y A Seara (depósitos conglomeráticos, con cierta expresión morfológica y organización en cuerpos coalescentes de planta cónica que se prolongan sobre el zócalo por una superficie tipo *pediment*).

En la Cuenca del Duero el origen de los recubrimientos tipo raña se ha considerado tectónico; apoyándose en la progradación de litofacies y el posterior encajamiento fluvial. Aunque MARTÍN-SERRANO (1989, 1991) propone una génesis por capturas fluviales; atribuyendo al depósito el significado de un punto de inflexión (figura 11) que articularía el paso de la fase de *sedimentogénesis* a la de *gliptogénesis*. A su favor argumenta: 1) que no existen rasgos morfotectónicos claros, significativos o exclusivos del emplazamiento de la raña (relación con fracturas del zócalo, contactos netos *raña-zócalo*); 2) que no existen cambios bruscos en la mineralogía y sedimentología de los piedemontes (LEGUEY, 1970; ESPEJO, 1973; HERAIL, 1976; 1979); y 3) que la progradación de litofacies erosivas se puede explicar por capturas (el paso de régimen endorreico a exorreico induce: un cambio del nivel de base, aumento del gradiente energético, incisión fluvial y, por consiguiente, la progradación de mantos aluviales).

Además tradicionalmente se consideró que la raña era la última fase en la elaboración de la *Penillanura Poligénica Fundamental*; y que representaba la colmatación sincrónica de la cuenca; utilizándose como unidad morfoestratigráfica de referencia en los bordes de cuenca. Sin embargo las interrupciones de la construcción del piedemonte en diferentes estadios evolutivos y la existencia de endorreismos fósiles (La Mancha) confieren un carácter diacrónico a la raña (MARTÍN-SERRANO, 1991).



**Figura 11.** La raña en el techo del piedemonte. Elemento morfográfico que articula dos tendencias opuestas. Tomado de MARTÍN-SERRANO (1991). Leyenda: 1 zócalo; 2 relleno terciario; 3 rañas y terrazas.

En consecuencia, para MARTÍN-SERRANO (1991): la reorganización fluvial sería una respuesta continua y retardada a la tectónica alpina; y en cuanto al encajamiento en el Macizo Hespérico Peninsular (fachada atlántica), éste sería sincrónico al endorreísmo en las cuencas intramontañosas; en donde se supone que la red paleógena estaría dirigida hacia el E y NE (CANTANO, 1996).

Corroboraría todo esto: la antecedencia fluvial, el desdoblamiento de los thalwegs y la diacronía de los piedemontes. A su vez la antecedencia vendría justificada por: la disi-

metría de la red atlántica, los restos aluviales antiguos colgados en portillos de grandes ríos (HERNÁNDEZ-PACHECO, 1952; 1956; MINGARRO, 1959; FERNÁNDEZ-MACARRO, 1990) y la antecedencia de la red endorreica en el borde NW de la Cuenca del Duero (GARCÍA ABAD y MARTÍN-SERRANO, 1980). En cuanto al desdoblamiento de los thalweg; el perfil superior correspondería a la etapa endorreica y el inferior a la exorreica.

#### 2.4.4. Morfogénesis glaciar

Tradicionalmente se aceptó que el glaciario gallego respondía al modelo de circo (FERNANDEZ-BOLLO, 1951; HERNÁNDEZ-PACHECO, 1957; TRICART y PÉREZ ALBERTI, 1989; PÉREZ-ALBERTI, 1990; 1993); y que su carácter disimétrico (mayor desarrollo hacia el S-SE) (HERNÁNDEZ-PACHECO, 1957; TRICART y PÉREZ ALBERTI, 1989; PÉREZ-ALBERTI, 1990; 1993) se debía a factores climáticos: preservado de los vientos dominantes y menor insolación. Recientemente se ha propuesto la hipótesis de un condicionamiento morfológico previo (VIDAL ROMANÍ, 1994). De tal forma que la disimetría de la estructura y superficies previas propiciarían la disimetría glaciar en la Serra de Queixa-Invernadoiro; mientras que las direcciones aleatorias de los aparatos glaciares en las Serra de Ancares y O Courel responderían a una menor disimetría morfoestructural (VIDAL ROMANÍ, 1994).

Para VIDAL ROMANÍ (1994) el modelo del glaciario gallego tendría un desarrollo similar al propuesto por BORDONAU (1992) en los Pirineos Catalanes. Este autor distingue cuatro etapas: 1) Una estabilización pre-máximo (más de 50.000 años BP); 2) La incorporación de los depósitos lacustres proglaciares a los complejos morrénicos terminales del máximo (50.000 a 45.000 años BP); 3) El glaciario de circo tradicionalmente identificado (16.000-13.000 años BP); y 4) Las coladas periglaciares (11.000-10.000 años BP). Sin embargo, según VIDAL ROMANÍ (1994) la morfogénesis glaciar en Galicia es poco importante y apenas llega a retocar las formas precedentes.

Las investigaciones realizadas por la Escuela de Santiago en las regiones de O Courel y Ancares (GUITIÁN RIVERA *et al.*, 1992; GUITIÁN *et al.*, 1985; MALDONADO, 1994; MARTÍNEZ CORTIZAS *et al.*, 1996; PÉREZ ALBERTI y COVELO, 1996; PÉREZ ALBERTI y RAMIL REGO, 1996; PÉREZ ALBERTI *et al.*, 1993; PÉREZ ALBERTI *et al.*, 1995a; 1995b; RODRÍGUEZ GUITIÁN, *et al.*, 1995; 1996a; 1996b; VALCÁRCEL, 1995; VALCÁRCEL y PÉREZ ALBERTI, 1996; VALCÁRCEL *et al.*, 1995a; 1995b) aportan nuevas interpretaciones a los trabajos previamente realizados en Galicia.

## 2.5. SUPERFICIE DE EROSIÓN $R_{1000}$ EN EL SECTOR DE CASTRO CALDELAS

### 2.5.1. Las Superficies de erosión

Los Llanos de Castro Caldelas (figura 20) han sido interpretados de muy diferentes maneras en los estudios regionales realizados hasta el momento. Las interpretaciones se pueden dividir en dos grupos: los que identifican una superficie y los que identifican dos o más.

HERNÁNDEZ-PACHECO (1949) identifica los Llanos con la Penillanura Inferior (PI); los suponen inclinados hacia el N y afectados por fallas posthercínicas: la Falla Occidental (NNW-SSE), que separaría la Penillanura Inferior de la Penillanura Baja; la Falla da Serra do Burgo (NE-SW); y las fallas septentrionales de Serra de Queixa (NE-SW), que desnivelarían la Penillanura de Cumbres respecto a la Penillanura Inferior. Este autor justifica la elaboración de la superficie por la sucesión de movimientos epirogénicos desde el Mioceno.

Para BIROT y SOLÉ (1954) los Llanos de Castro Caldelas constituyen un bloque de la Superficie de Chantada, levantado y basculado al NE; en el que destacan residuales alargados en dirección NW-SE (Serra da Móa, 1234 m); que ya interpretan como relieves apalachianos. Recientemente PÉREZ-ALBERTI (1990-1993) ha vuelto a considerar los Llanos de Castro Caldelas como un solo aplanamiento ( $NA_{1000}$ ), aunque ya que no incluye en ellos la Serra do Burgo.

VILLASANTE y PEDRAZA (1984) cartografían tres niveles de una misma superficie ( $S_1$ ); el más extenso, un  $N_2$  bien conservado (Escalón superior); en el que identifican siete *residuales irregulares* y un retazo del  $N_1$  degradado (Nivel de Cumbres) en el Mte. Meda (1323 m). Por último identifican un  $N_3$  degradado (Escalón Inferior) en A Teixeira. Finalmente VERGNOLLE (1990) identifica dos niveles, limitándolos a las zonas bien conservadas. Así, define retazos de la  $S_{700-800}$  en Sas de Penelas y Castro Caldelas; y de la  $S_{900-1000}$  junto a la Falla de Maceda. Como se puede observar, la franja altitudinal que se atribuye a los Llanos de Castro Caldelas apenas varía de uno a otro autor; aunque difieren en la extensión que les asignan y en su interpretación morfogenética.

### 2.5.2. Los depósitos

Sobre el  $R_{1000}$  los depósitos cenozoicos son escasos y peliculares. Las cartografías anteriores distinguen, de W a E, cuatro afloramientos: 1) un aluvial indiferenciado, colgado sobre la cabecera del Arroyo Covas (ARCE *et al.*, 1974); 2) un manto de arroyada entre Montederramo y A Medorra (RUBIO y RODRIGUEZ FERNANDEZ, 1981; BARRERA MORATE *et al.*, 1989); 3) las facies torrenciales de la *Formación Quiroga*

(VERGNOLLE, 1990), en la cabecera del Río Edo; y 4) unos eluvio-coluviales en Sas de Penelas, cabecera del Arroyo Castoi y A Teixeira (PLIEGO DONES *et al.*, 1981; REY DE LA ROSA *et al.*, 1984).

Al aluvial del Arroyo Covas se le atribuye un área madre situada al W y una edad pleistocena s.p. (PÉREZ-ALBERTI, 1990, 1993). El manto de arroyada de Serra da Medorra fosiliza un relieve previo, presenta una morfología aplanada, cierta consolidación (RUBIO y RODRÍGUEZ FERNANDEZ, 1981), un espesor estimado en 20 m (REY DE LA ROSA *et al.*, 1981) y una edad pleistocena RUBIO y RODRÍGUEZ FERNANDEZ (1981) u holocena (BARRERA MORATE *et al.*, 1989). El esqueleto del depósito está formado por gravas rodadas y arenas polimícticas (de cuarzo y cuarcita), con granulación y estratificación discontinua. La matriz es arcillosa, con oscilaciones locales (RUBIO y RODRÍGUEZ FERNANDEZ, 1981) y colores abigarrados. Recientemente este depósito se ha interpretado como un vestigio de las formaciones Pías y Veigachá de Maceda (PÉREZ-ALBERTI, 1990, 1993).

Los conglomerados del Río Edo se encuentran encajados por la red de drenaje actual; constituyen un depósito matriz-sostenido, formado por arcosas y arcillas con pasadas de bolos de cuarzo; interpretados como la facies torrencial de la *Formación Quiroga* (VERGNOLLE, 1990). En cuanto al coluvio-eluvial de Sas de Penelas (PLIEGO DONES *et al.*, 1981); se le supone un espesor máximo de 20 m; y se distinguen tres niveles (de muro a trecho): un eluvial (de arenas y arcillas arenosas gris-verdosas); un coluvial caótico con cantos de granito; y un aluvial con cantos de gneis y granito en una matriz arcillosa (REY DE LA ROSA *et al.*, 1984). Este mismo depósito es interpretado como un glacis de derrame post-tectónico, depositado en condiciones subtropicales-secas durante el Pleistoceno; y equiparable a la Formación Baldrei, de Maceda (PÉREZ-ALBERTI, 1990, 1993).

## 2.6. LA CUENCA DEL MIÑO

### 2.6.1. Las terrazas del Río Miño

El estudio de las terrazas fluviales del Miño (figura 42) ha sido desigual y sus resultados no siempre coinciden en edades y alturas. LAUTENSACH (1932), TEIXEIRA (1952) y PEREIRA (1991b) cartografían la ribera portuguesa del Río Miño. PÉREZ ALBERTI (1978) se ciñe al municipio de Ribadavia y ARAUJO (1990) al de Ourense. Únicamente VIDAL BOX (1941) estudia la cuenca del Miño-Sil desde El Bierzo hasta Cortegada.

Entre Valença do Minho y Monçao LAUTENSACH (1932), ref. HERNÁNDEZ-PACHECO (1949) cita tres niveles de terraza (+5, +20 y +60 m) que vuelve a encontrar en las inmediaciones de Ourense. Entre Monçao y Ourense supone un abombamiento postglaciar con una flecha de 130 m con la que pretende justificar la altura que alcanzan los niveles de terraza *s.l.* (recurso cuestionable, ya que no se tienen evidencias regionales

de una actividad tectónica postglaciar). En cuanto a las dos terrazas inferiores, observa los depósitos ferritizados sobre un granito caolinizado, el nivel de +20 m lo correlaciona con la terraza litoral inferior y el de +60 m con la superior.

Entre Ourense y Ribadavia VIDAL-BOX (1941; 1943) reconoce las mismas terrazas que encuentra en el Río Sil. Sin embargo, en Cortegada cita unas terrazas muy altas que le hacen suponer una tectónica post-terrazas altas. Siguiendo a LAUTENSACH (1932) atribuye a las terrazas una edad pre-Würmiense.

En Ribadavia la cartografía del CHAMON y FERNÁNDEZ POMPA (1974) distinguen el aluvial de los depósitos de terraza  $T_2$  (+20/30 m); y cita, de forma poco clara, vestigios de una  $T_1$  (+60/80 m) en las inmediaciones de Melón (sería más correcto Prexigueiro, ref. terraza nº 186). Describe los depósitos de terraza como una interdigitación de arcillas y arenas con cantos rodados de cuarzo y cuarcita; los tamaños de canto serían menores de 5 cm para la  $T_1$  y de 20 cm en la  $T_2$ .

La asimetría de los meandros y una relación entre la  $T_2$  y el trazado actual del Miño le hace suponer a CHAMON y FERNÁNDEZ POMPA (1974) un breve periodo de estabilidad asociado a la  $T_2$ . Para justificar la escasez de depósitos supone una “prolongada meteorización, ablación y remoción en masa en clima húmedo moderado”; y atribuye al transporte un carácter morfogenético secundario.

PÉREZ-ALBERTI (1978) estudia las terrazas con depósito entre Quelle y Ribadavia. En este tramo distingue cuatro niveles (+4/10, +20/26, +30/33, +40/46 m) y desestima la  $T_1$  (+60/80 m) del CHAMON y FERNANDEZ POMPA (1974), que no encuentra. Con frecuencia observa los niveles  $T_2$  a  $T_4$  cubiertos por un nivel de arcillas; algunas veces (Feá) por coluviones formados al desmantelarse las terrazas superiores; y en una ocasión ( $T_4$ ) por un fragipán. Aunque no atribuye un carácter aluvial a las arcillas reconoce puntualmente señales de transporte y pequeños paleocauces.

En general las terrazas y los niveles arcillosos que las cubren están rubefactados (puntualmente, el cemento de la  $T_3$  afecta a una industria paleolítica). Para explicarlo propone un clima cálido y húmedo con estación seca. Así justifica la rubefacción y cementación de Fe (Sanín, Sta. Cruz) en la estación seca; y la alteración de los depósitos con neoformación de caolinita en la húmeda. Por último establece una cronología de las terrazas, asumiendo la dada anteriormente por BUTZER (1967).

En Ourense la cartografía del GONZÁLEZ LODEIRO *et al.* (1974b) engloba todos los depósitos como aluvial; aunque cita dos niveles de terraza a +5 y +20 m. ARAUJO (1982; 1990) cartografía dos terrazas con depósitos a +4/10 y +30/40 m, suponiéndolas pleistocenas; mientras que al aluvial actual lo estima Holoceno. Describe las terrazas como un conglomerado polimíctico (cuarcita, cuarzo, granito de dos micas, granodiorita) con variaciones laterales a niveles de arenas y arcillas. Los cantos de los depósitos son heterométricos, redondeados, excéntricos y están imbricados.

## 2.7. LA CUENCA DEL RÍO SIL

En el Sil (figura 39) la mayoría de los trabajos se centran en los depósitos de las fosas del Bierzo (VIDAL BOX, 1941; LAUTENSACH, 1945; HERAIL, 1976; 1979; 1984) y Quiroga (OLMO, 1984; 1985; VERGNOLLE, 1990); los sondeos corroboran la existencia de grandes espesores sedimentarios (TECNYDROS, 1971b; 1971c; ITGE, 1979; REY DE LA ROSA *et al.*, 1981 y 1984). Por su parte los estudios de terrazas son menos abundantes y también se ciñen a las zonas de fosa (VIDAL BOX, 1941; GONZALEZ LODEIRO *et al.*, 1974c; PLIEGO DONES *et al.*, 1981; APALATEGUI *et al.*, 1981; REY DE LA ROSA *et al.*, 1984; BARRERA *et al.*, 1989).

### 2.7.1. Las terrazas fluviales cuaternarias

Tradicionalmente se han identificado tres niveles de terrazas con depósitos (VIDAL BOX, 1941; 1943): terraza baja (+5 m), media (+10/12 m) y alta (+25/30 m). Para LAUTENSACH (1945) las terrazas del Bierzo son “potentes pero irregulares y poco continuas”; lo que atribuye a una *flexión cortical* que produciría el encajamiento sobre la *Formación Las Médulas*.

Por correlación con el Duero, HERNÁNDEZ-PACHECO (1949) supone que en el Sil apenas se han preservado los niveles T<sub>3</sub> y T<sub>4</sub>; para justificarlo propone un encajamiento cuaternario constante y prolongado; y en algunos casos con una variación por migración del cauce, que degradaría las terrazas (en Quiroga la T<sub>2</sub> pasa de 40 a 5 m). La hipótesis del encajamiento cuaternario concuerda con las observaciones de HERAIL (1976; 1979; 1984) sobre una catena de suelos asociada a los depósitos de terraza. Según este autor la catena señala un gradiente negativo de la alteración (ralentización del proceso); lo que justificaría la herencia morfoestructural neógena y la disección fluvial cuaternaria.

### 2.7.2. La fosa del Bierzo

En esta cuenca VIDAL-BOX (1941; 1943) identifica tres depósitos: una *raña* (a techo), un aluvial subhorizontal y un aluvial basculado (a muro). La dispersión altitudinal de los depósitos le hace suponer un relieve previo, recubierto por sedimentos; y recientemente incidido. En concreto, interpreta las cumbres de las Serra Galaico-Leonesas como vestigios del relieve preterciario; y las correlaciona con las superficies orientales del S.C.E., la *Rumffläche* oligocena de STICKEL (1929) y la *Intratertiare rumffläche* de SCHWENZNER (1937). Además supone que el aplanamiento preterciario habría sido fracturado por una orogenia premiocena.

Este autor define el techo de la fosa con un arrasamiento post-Mioceno en torno a 900 m; y en el Plioceno sitúa un segundo pulso (*Fase Rodánica*) con: movimiento vertical de

bloques por rejuegos de fracturas tardihercínicas; acentuación de la *Fosa*; basculamiento de capas miocenas (20° al S-SW); y denudación. A techo sitúa un arrasamiento post-Rodánico en torno a 800 m (Las Médulas, Matarrosa, Bembibre). Y durante el Plioceno superior supone un desmantelamiento parcial del aplanamiento de 800 m; y el desarrollo de la Superficie de La Valgoma (600-700 m). Por debajo, la incisión fluvial se habría desplazado hacia el margen izquierdo; desarrollándose en el derecho cuatro terrazas (420-500 m; +25/30 m, +10/12 m, +5 m).

### 2.7.3. La fosa de O Barco-A Rúa

En esta cuenca (figura 40) se distinguen tres subcuencas (REY DE LA ROSA *et al.*, 1981): Sil-O Bolo-Villaso; O Barco-Rubiana; y A Rúa-O Barco. En O Barco APALATEGUI *et al.* (1981) reconoce dos *litofacies*: conglomerados y arenas con arcillas gris-verdosas o blancas. En general las *facies* conglomeráticas hacia el E (Córgomo, Rubiana, Robledo) y las arenosas hacia el W (A Rúa, Larouco); lo que fue interpretado como indicio de un sentido de aportes principales E a W.

Los sondeos muestran un zócalo pizarroso a profundidad variable y un relleno mayoritariamente detrítico, con algunos paquetes arcillosos de potencia métrica y decimétrica (REY DE LA ROSA *et al.*, 1981). El S-88-1 (Rubiana) perfora 252 m de detríticos; el S-88-2 (A Rúa) 77.5 m; y en ningún caso se alcanza el sustrato. Sin embargo el S-88-3 (confluencia Sil-Rubiana) alcanza el sustrato a 64 m, después de atravesar un nivel de bolos cuarcíticos con matriz arcillosa (18 m) superpuesto a un nivel de arcillas marrones-ocres con intercalaciones de arenas (REY DE LA ROSA *et al.*, 1984). Por correlación, se interpretó un medio fluvial de alta energía a techo de S-88-2 y S-88-3; un medio oxidante y de baja energía para S-88-1 y la base del S-88-3; y un eje central de subsidencia grande y rápida (REY DE LA ROSA *et al.*, 1984).

La cartografía regional señala algunos desgarres tardihercínicos (N-S), contactos mecánicos en granitos (REY DE LA ROSA *et al.*, 1981); un carácter distensivo para el rejuego de la falla del Sil y una conexión miocena entre O Barco, El Bierzo y el Duero (APALATEGUI *et al.*, 1981). En concreto, la *Planicie de Brañuelas* (1000-1100 m) sería el retazo de la conexión entre El Bierzo y el Duero (SLUITER, 1964); y la *Superficie de Las Médulas* (900-800 m) el retazo de la conexión entre El Bierzo y O Barco.

### 2.7.4. El meandro de Montefurado

En las proximidades de San Román y Mancebico REY DE LA ROSA *et al.* (1981) identifica un coluvial de arena blanca y abundantes cantos dispersos, que intercala niveles arenosos o microconglomeráticos matriz-sostenidos. En el resto de la cuenca alternarían niveles detríticos rojizos con matriz limo-arenosa y abundantes cambios laterales de

*facies*. En Villamuz y borde SE de la cuenca, REY DE LA ROSA *et al.* (1981) identifica un conglomerado de cuarcitas, cementado por arena rojiza y discordante sobre las pizarras paleozoicas. Y en S. Miguel de Montefurado identifica una serie detrítica inversa.

### 2.7.5. La Fosa de Quiroga

En esta cuenca (figura 41) el sondeo S-49-1 (piscina municipal de Quiroga; ref. REY DE LA ROSA *et al.*, 1984) atraviesa 174 m de arcillas, antes de alcanzar sustrato pizarroso. Sin embargo las cartografías de superficie distinguen más litologías sedimentarias. PLIEGO DONES *et al.* (1981) diferencia conglomerados y arenas con arcillas gris-verdosas o blancas; y Vergnolle (1990) distingue hasta tres *facies* de conglomerados (fluvial, torrencial, brechas) y un carácter arcósico en la *facies* fina; atribuyendo al conjunto de la Formación Quiroga, el carácter de serie inversa; carácter que justifica con una tectónica sinsedimentaria. Apoya esta hipótesis en la observación de lechos torrenciales más frecuentes y potentes hacia techo de la serie (Barxa de Quiroga); y en la interpretación de una secuencia arenosa estratocreciente y granocreciente en el nivel superior del S-49-1. (En realidad parece que se refiere a granoclasificación negativa).

Según VERGNOLLE (1990) la arcosa es de tonos ocres; está estratificada; contiene lentejones de arenas y bancos masivos de arenas finas y limos; y presenta granoclasificación positiva. En cuanto a los conglomerados, los describe matriz-sostenidos; con esqueleto cuarcítico y matriz arcósica; y les atribuye dos áreas fuente: una próxima para el esqueleto y otra lejana para la matriz de arcosas. identifica la *facies* fluvial cerca de Castro Caldelas y en los bordes de cuenca (Quiroga y A Rúa); observando lentejones más pequeños en Castro Caldelas y mayores en A Rúa. Identifica la *facies* torrencial como lechos de potencia métrica, separados por niveles arcósicos. Y reconoce brechas en S Clodio, intercaladas en las arcosas.

La composición arcósica de la *Formación Quiroga* hace suponer a VERGNOLLE (1990) un área fuente granítica; atribuyendo un carácter principal a las arcosas de Monforte y un papel secundario a los Llanos de Castro Caldelas. Esta hipótesis la respalda con varias observaciones: afloramientos graníticos poco significativos al E de Quiroga; evidencias de una paleo dirección W-E para los aportes arkósicos de la depresión de Monforte de lemos (DE GROOT, 1974); y unas medidas de paleodirecciones.

Además, para justificar las diferencias de granulometría entre los diferentes depósitos de la formación, propone la existencia de dos corrientes paralelas: los *Corredores del Sil.* La corriente septentrional pasaría por Castro Caldelas y Quiroga y sería menos enérgica que la meridional; que pasaría por A Rúa y O Barco.

### 2.7.6. Los modelos tecto-sedimentarios

En el estudio del Terciario gallego existen dos enfoques contrapuestos: el paleogeográfico y el tectónico. Tradicionalmente el enfoque paleogeográfico admitió un contexto único y sincrónico para todos los afloramientos (BIROT y SOLÉ, 1954; NONN, 1966; BRELL, 1974); atribuyendo a las fosas edades similares; y explicando la diversidad de facies por la variabilidad paleogeográfica. Recientemente se ha propuesto la idea de una superposición cronoestratigráfica (MARTÍN-SERRANO, 1982; VERGNOLLE, 1990); utilizando la diversidad de facies como criterio de superposición estratigráfica (tabla 3).

En cuanto al enfoque tectónico, el planteamiento tradicional considera que las cuencas constituyen cubetas que funcionaron como sistemas cerrados e independientes entre sí (HERAIL, 1976; 1979; 1984; OLMO, 1984; 1985); explicándose la diversidad de facies por las diferentes historias tectónicas. En contraposición, MARTÍN-SERRANO (1982) apunta la posible existencia de una única cuenca primigenia, de la que solo se habrían preservado algunos retazos principalmente “en las fosas tectónicas o pinzados por fallas inversas”; este planteamiento considera un episodio bio-rexistásico previo al episodio tectónico.

Recientes observaciones en las Fosas del Sil señalan un carácter de cizalla siniestra (E-W), con cierta componente inversa (N-S), para el episodio tectónico (VERGNOLLE, 1990); y su relación con la deformación intramiocena del margen continental (BOILLOT y ROUSSEAU, 1972; BOILLOT, 1971; LEPRETE, 1979; DREGNAUCOURT, 1981).

Por su parte, SANTANACH (1994) extiende el ámbito de influencia de la cizalla a todas las *cuencas intramontañosas* (El Bierzo, O Barco, A Rúa, y Quiroga); atribuyendo a la cizalla una dirección NE-SW; y suponiéndola una ramificación occidental del *Cabalgamiento Basal Pirenaico* (C.B.P).

VERGNOLLE (1990) respalda la hipótesis de una cizalla con varias observaciones: 1) un cabalgamiento post-sedimentario del zócalo sobre la *Formación Quiroga* en Oval (al N de O Barco). 2) las deformaciones del sedimento en las inmediaciones del escarpe N de A Rúa y Quiroga (cantos perforados o tronchados y, en ocasiones, resquebrajados por pequeñas fallas que afectan al sedimento); 3) un desgarre dextral que separa conglomerados fluviales y arcosas al E de Quiroga. El desgarre presenta una dirección paralela al contacto de los dominios granítico y metamórfico (N20E). 4) Un banco limoso acuña-do sobre arenas en S. Clodio (Quiroga). El acuñaamiento se realiza mediante falla una inversa paralela al borde de la cuenca (NE-SW).

Combinando las hipótesis de la cizalla post-sedimentaria y de los *Corredores del Sil* VERGNOLLE (1990) elabora una secuencia de procesos: 1) sedimentación lacustre. 2) Pulsos tectónicos e instauración de una red *braided* orientada SW-NE. 3) Acentuación del relieve circundante; paso a un régimen torrencial (Quintela do Bolo). 4) Cizallamiento E-W, que permitiría rejugos de fracturas tardihercénicas (N20E y N70E) y compartimentación de los corredores del Sil en cubetas pequeñas.

<b>Etapa</b>	<b>Plataf. continental</b>	<b>Galicia</b>	<b>Cuenca Duero</b>	<b>Tectónica</b>	<b>Clima</b>
Jurásico-Cretácico sup	Definición borde continental Apertura golfo Bizkaia	Superficie de Cumbres Alterita (serie caolinítica)	Nivel de Cumbres en S <sup>a</sup> cuarcíticas Alterita (serie caolinítica)	Levantamiento moderado	Subtropical húmedo
Cret. sup-Eoceno med	Subducción cantábrica. Discordancias cantábricas (intracretácica, intramiocena). Monoclinal sencillo atlántico.	Fracturación NW-SE y N-S Se desmantela la alterita	Fracturación E-W Se desmantela la alterita Serie siderolítica Residuales con rumbo hercínico	Levantamiento moderado Fracturación	
Eoceno sup-Mioceno sup	-	Episod. Siderolítico Cizalla intracontinental iniestra. Cierre en fallas NW-SE. Apertura en fallas NE-SW. Configuración Rías	Episodio arkósico. Discordancia siderolítico/arcósico. Endorreísmo. Paleoceno fallado. Fosa de Ciudad Rodrigo. Levantamiento del Sist. Central en bloques Baculam al S del bloque NW. Superf. Fundamental Zamorano-Salmantina.	Paroxismo	Subtropical estacional
Mioceno sup	-	Reorganización relieve. Rejuego fracturas E-W, NNE-SSW. Fract. Extensional transversa. Sil dreña W-E. Form. Quiroga. Form. Toral.	Hundimiento sector N. Piedemonte fosiliza a residuales apalachianos Fin sedimentogénesis. Disminuye competencia fluvial. Ensanchamiento valles. Fin elaborac Sup. Fundam. Zam-Sal.	Rejuegos	Húmedo (Duero) Subtropical húmedo (Galicia costa)
Cuaternario	-	Morfogénesis heredada	pequeñas fracturas en glaciares y terrazas		

**Tabla 4.** Evolución morfogenética del MHP según la síntesis bibliográfica de MARTÍN-SERRANO (1994). (No se ponen las referencias bibliográficas por razones de espacio).

Tabla 5.A

1	2	3	5	6		8		9	
(PC) 1770-1440 m Mioceno med-sup	(SA) 1400-500 m pre-Mioceno	(SPE) Pre-Eógeno	(PA) 2200-500 m pre-Mioceno	(S1) 1770-550 m Mesoz.-Terc. inf	(N1) 1700-1000 m	(NC)		(S1) 1000-650 m pre-Eoceno med	
(PI) 1250-900 m	(SCh) 500-300 m Mioceno inf	(SE) Eógeno	(SCh) 600-300 m Mioceno inf	(N2) 1000-750 m (N3) 750-550m		(NGT)	(SG) pre-Paleoceno (Arr)	(SCh) 500-300 m	(Ps) Sanoisiense- Estampiense
(PB) 750-650 m Plioceno sup							(RpN) pre-Neógeno (Pfn) fini-Neógeno		
(PV) 300-100 m Cuaternario	(SP) Pontiense	(SAq) Aquitaniense		(S2) 500-300 m Mio-Pleistoceno					(Pi) fini-Oligoceno
	(EAS) Villafranquiense	(ST) Tortonense	(SL) 100-0 m Plio-Cuaternario						

Tabla 5.B

4	7	10	11
		(NA <sub>1700</sub> )	(R <sub>1600</sub> ) 1700-1300 m
		-	-
		(NA <sub>1500</sub> )	(R <sub>1400</sub> ) 1500-1300 m
		-	-
(N1) 1300-1100 m Jurásico inf-med	(SC) 1200-1100 m	(NA <sub>1000</sub> )	(R <sub>1200</sub> ) 1300-1100 m
	-	-	-
(NII) 1000-700 m Jurásico inf-Cretácico med	(NF) 950-850 m	(NA <sub>900</sub> )	(R <sub>1000</sub> ) 1050-700 m
	-	-	-
(NIII) 800-600 m Cretácico sup-Eoceno med.	(NI) 700-600 m	(NA <sub>800</sub> )	(R <sub>800</sub> ) 900-700 m
	-	-	-
(NIV) 500-400 m Eoceno sup-Oligoceno sup.	(NSJ) 500-400 m		(R <sub>600</sub> ) 700-600 m
	-		(R <sub>500</sub> ) 600-500 m
	(FCV) 400-350 m		-
			(R <sub>400</sub> ) 500-300 m
(NV) 250-150 m Mio-Plioceno			

Tabla 5. Correlaciones entre las superficies identificadas en el NW del MHP. En la tabla 5.A se agrupan los autores que distinguen cuatro o menos niveles; mientras que en la tabla 5.B se encuentran los autores que distinguen cinco o más niveles. El nombre del aplanamiento se indica entre paréntesis, seguido de la altura y edad que se le atribuye.

**Autores:** 1 HERNÁNDEZ-PACHECO (1949); 2 BIROT y SOLÉ (1954); 3 NONN (1966); 4 COUDÉ-GAUSSSEN (1981); 5 SOLÉ (1983); 6 VILLASANTE y PEDRAZA (1984); 7 BRUMM (1986); 8 MARTÍN-SERRANO (1988); 9 MARTÍN-SERRANO (1989); 10 PÉREZ-ALBERTI (1990-1993); 11 Propuestas por VIDAL-ROMANÍ y YEPES. Superficies: Arr Arrasamiento con relieves residuales; EAS Explanadas aluviales superiores; FCV Nivel de la Fosa de Chaves-Verín; N1 Nivel de Cumbres; N2 Escalón Superior; N3 Escalón Inferior; NI Nivel I; NII Nivel II; NIII Nivel III; NIV Nivel IV; NV Nivel V; NI Nivel Inferior; NA<sub>1500</sub> Nivel de aplanamiento en torno a 1500; NC Nivel de Cumbres; NF Nivel Fundamental; NGT Nivel General de la Topografía; NSJ Nivel de Sanjurge; PA Penillanura Antigua; PB Penillanura Baja; PC Penillanura de Cumbres; PI Penillanura Inferior; Pi Peditano inferior; Ps Peditano superior; Pfn Paisaje Fini-Neógeno; PV Pais de Valles; R<sub>1600</sub> Replano 1600; RpN Relieve pre-Neógeno; S1 Superficie Poligénica; S2 Superficie de Sustitución; SA Superficie Antigua; SAq Superficie Aquitaniense; SC Superficie Culinante; SCh Superficie de Chantada; SE Superficie Eógena; SG Superficie Grabada; SI Superficie Inicial; SL Superficie Plio-Cuaternaria; SP Superficie Pontiense; SPE Superficie pre-Eógena; ST Superficie Tortonense.



CAPÍTULO 3

***ANÁLISIS GENERAL DE LAS  
SUPERFICIES DE EROSIÓN EN EL  
SE DE GALICIA***



### 3. ANÁLISIS GENERAL DE LAS SUPERFICIES DE EROSIÓN EN EL SE DE GALICIA

#### 3.1 INTRODUCCIÓN

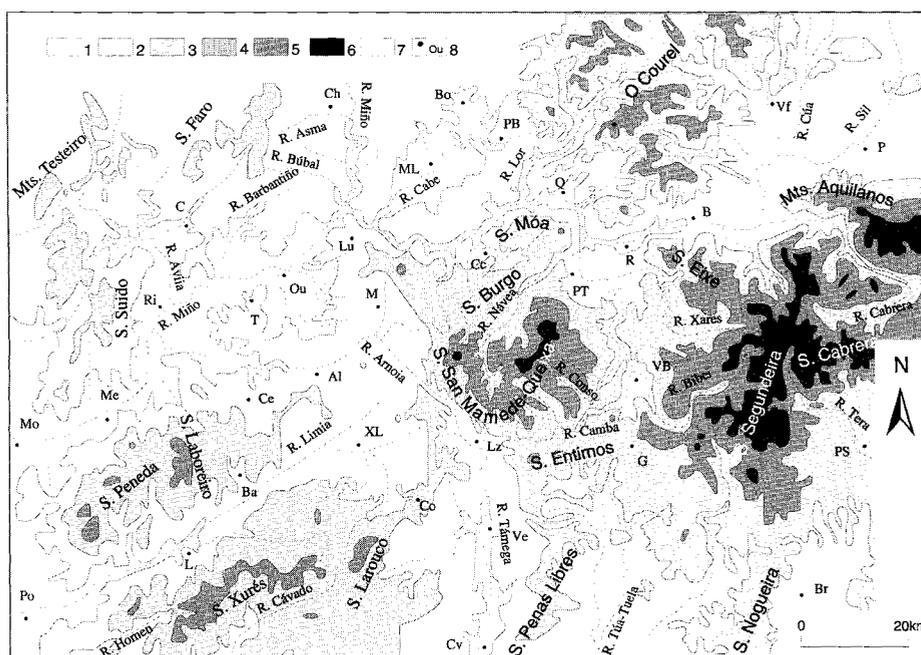
El área cartografiada (figura 12) se distribuye desigualmente entre las provincias de Lugo y Ourense. Sus límites son los de las hojas del M.T.N. a escala 1:100.000, números: 4-5 y 4-6, correspondientes a las localidades de Monforte de Lemos y Xinzo da Limia. El territorio puede describirse como un conjunto de replanos topográficos (figura 13), enlazados por vertientes relacionadas con la estructura; el conjunto se puede definir como un mosaico de *block mountains* entre los que se intercalan, en ocasiones, depresiones de origen tectónico rellenas de sedimentos. Geológicamente, la mayor parte del área estudiada pertenece a la Zona de Galicia-Tras-Os-Montes (FARIAS, 1990; en: BARRERA MORATE *et al.*, 1989); tan solo en el tercio NE, está representada la Zona Asturoccidental-Leonesa.

En la zona S de Galicia y N de Portugal existen numerosos estudios geomorfológicos (HERNÁNDEZ-PACHECO, 1949; BIROT y SOLÉ, 1954; NONN, 1966; VILLASANTE y PEDRAZA, 1984; MARTÍN-SERRANO, 1989; 1994a y 1994b; VERGNOLLE, 1990; PÉREZ-ALBERTI, 1990; 1993) que admiten una morfología en *teclas de piano* (BIROT y SOLÉ, 1954). Esta morfología se interpretó como la expresión de una tectónica de bloques en régimen distensivo. Sin embargo, las observaciones presentadas sugieren una tectónica de bloques en régimen compresivo; en la que existirían movimientos de bloques por fallas direccionales (figuras 14, 15, 16).

#### 3.2. EL PROBLEMA DE LAS DATAACIONES

Las características morfológicas del área estudiada, son generalizables al S de Galicia y N de Portugal: 1) Los ríos están muy encajados. 2) Las zonas de mayor altitud media coinciden con los relieves menos contrastados. 3) Las zonas bajas (200-300 m) muestran, por el contrario, una topografía compleja donde abundan los relieves residuales. 4) Las fracturas regionales separan extensas áreas, a diferentes alturas, que limitan pequeñas fosas; este paisaje fue denominado por HERNÁNDEZ-PACHECO (1949) como *relieve en gradería*; y presupone la existencia de bloques desnivelados. 5) Sólo se han localizado sedimentos en cinco fosas, todas ellas situadas entre los 250 y 650 m de altitud. Con excepción de estos casos los depósitos no existen o son escasos. 6) Geológicamente es un territorio viejo, pero su relieve está rejuvenecido.

La inexistencia de sedimentos hace muy difícil reconstruir los movimientos de los distintos bloques delimitados por fracturas así como la comprobación, o mejora, de la hipótesis de una tectónica en *teclas de piano* (HERNÁNDEZ-PACHECO, 1949; BIROT y SOLÉ, 1954; NONN, 1966; VILLASANTE, 1984; MARTÍN-SERRANO, 1989; 1994a y

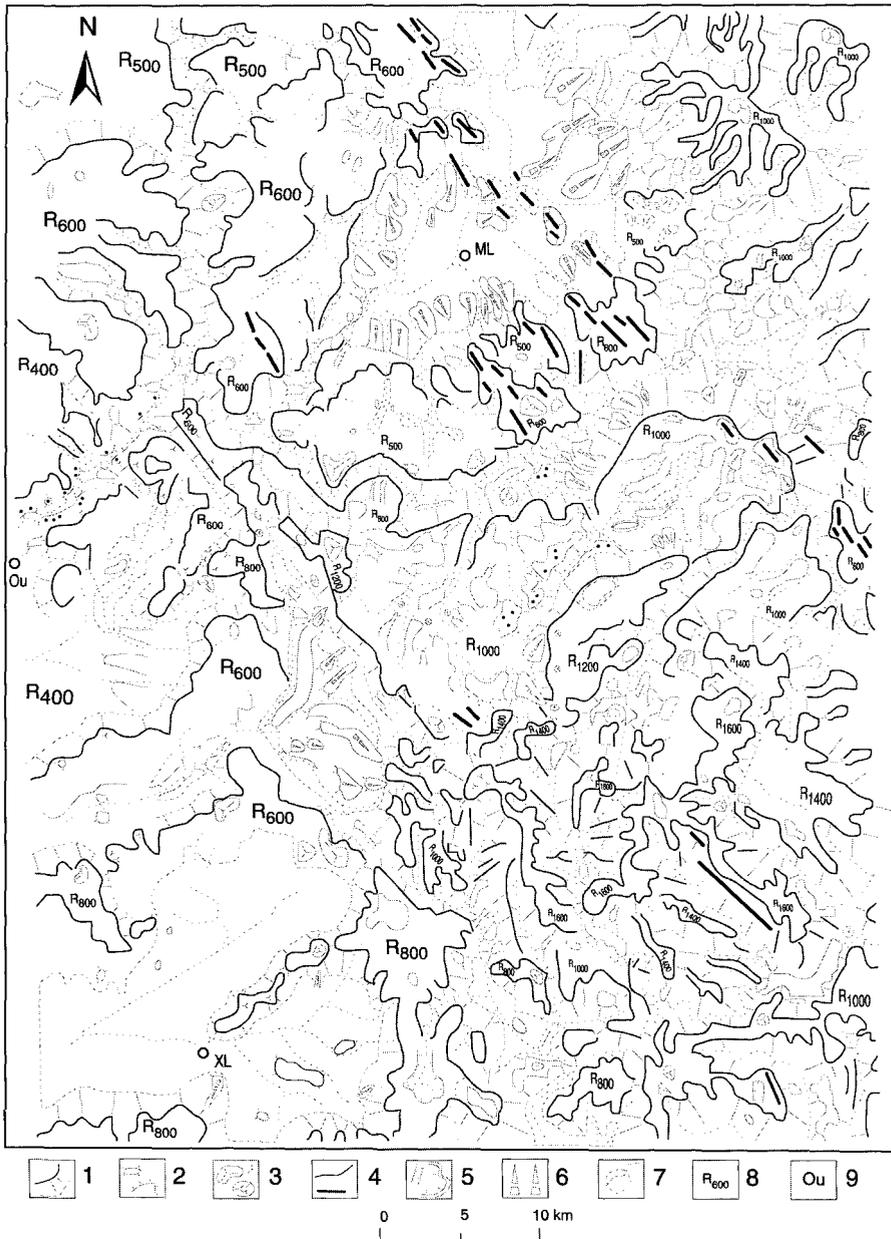


**Figura 12.** Esquema topográfico del SE de Galicia y N de Portugal. Este área constituye la zona a la que se presta mayor atención en el presente trabajo. Leyenda: 1 0-400 m; 2 400-800 m; 3 800-1200 m; 4 1200-1600 m; 5 1600-2000 m; 6 2000-2400 m; 7 río; 8 población; Al Allariz; B O Barco; Ba Bande; Br Braga; C Carballeño; Ce Celanova; Ch Chantada; Co Cualedro; Cv Chaves; G A Gudiña; L Lobios; Lu Luintra; M Maceda; Me Melgaço; ML Monforte de Lemos; Mo Monçao; Ou Ourense; Po Ponte da Barca; R A Rúa; Ri Ribdavia; P Ponferrada; PB Puebla de Brollón; PS Puebla de Sanabria; Q Quiroga; VB Viana do Bolo; Ve Verín; Vf Villafranca del Bierzo; XL Xinzou da Limia.

1994b). Por este motivo parece más oportuno buscar otros criterios en los que basar la argumentación de la morfogénesis del área seleccionada. Estos criterios son: los *replanos topográficos*, y su estado de degradación; el análisis de la red fluvial; la fracturación; y las alteraciones.

### 3.3. LOS REPLANOS O APLANAMIENTOS

En este trabajo se han llegado a distinguir hasta ocho aplanamientos (tabla 6). Para la definición de los replanos no se ha utilizado, únicamente, el criterio de la altura. Como se verá más adelante, la mayoría de los replanos llevan asociados unas superficies intermedias que, por su inclinación o gradación, podrían interpretarse como superficies degradadas, glaciares o rampas.



**Figura 13.** Mapa geomorfológico. Leyenda: 1 Escarpe de replano topográfico. 2 Terraza erosiva; Retazo residual. 3 Relieve residual: Colina cónica, tronco-cónica, castle-kopje. 4 Cresta por degradación fluvial; relieve estructural sobre traza axial de pliegue hercínico. 5 Escarpe fluvial moderado; deslizamiento. 6 Glacis degradado: deposicional, erosivo. 7 Río; depósito terciario-cuaternario. 8 Replano topográfico. 9 Población: ML Monforte de Lemos, Ou Ourense, XL Xinzo da Limia.

Entre las superficies, a veces existe una transición gradual y uniforme que dificulta establecer un límite neto. Por este motivo se ha preferido definir las envolventes de los replanos. Para ello se tomaron, como base, los restos mejor conservados de cada superficie; y se les asociaron los retazos de superficie degradada que se encontraban adosados; o incluso las incisiones fluviales si, por su dimensión, lo permitía la escala de trabajo.

Por tanto, solo se podría dar un caso en el que coincidirían la envolvente y el límite morfológico real de la superficie: cuando la superficie estuviese delimitada por una fractura neta; y el borde de la superficie no hubiese sido degradado. Según este criterio los replanos vienen definidos topográficamente por la altura que señala la superficie; que no siempre será la altura máxima ni la mínima. La altura máxima vendría señalada por los relieves residuales más representativos de una superficie anterior; y la altura mínima, por las superficies degradadas que se encuentren adosadas.

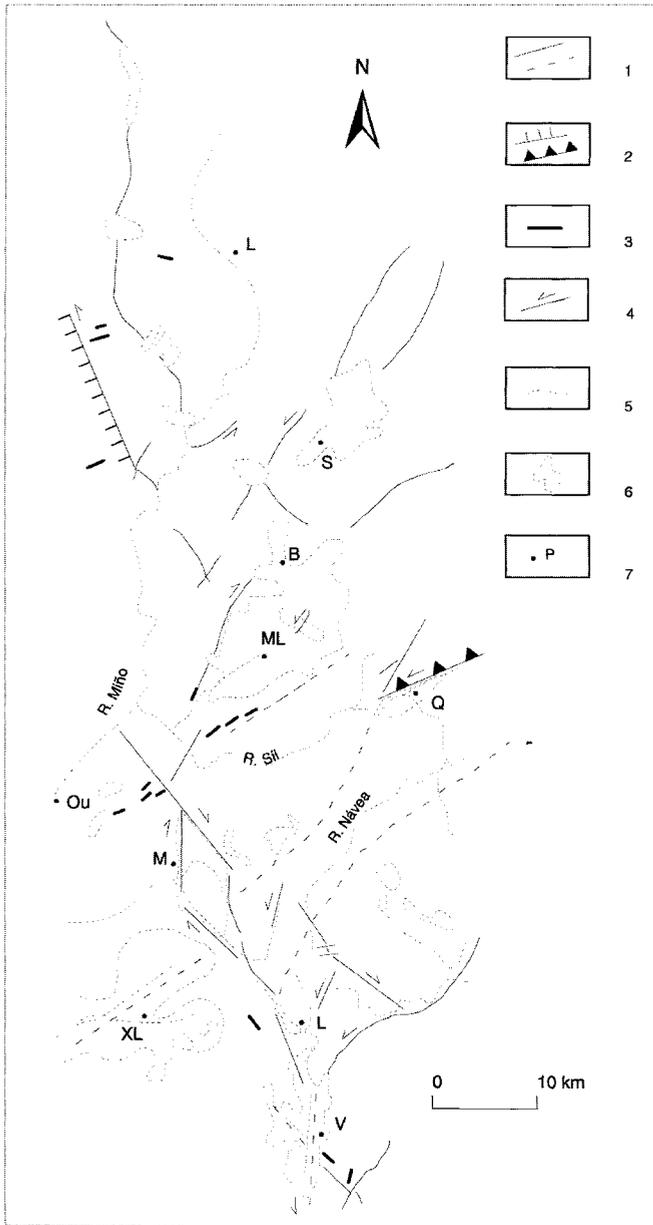
Por otra parte la regularidad que muestra la distribución altitudinal de los replanos es aparente. De forma intuitiva se puede comprobar en el esquema de situación (figura 12); no obstante se calculó la extensión para cada replano a partir de la figura 13 (tablas 6 y 7). El resultado demuestra que la distribución espacial no es equiareal; el carácter principal de las superficies  $R_{600}$  (24.7%) y  $R_{1000}$  (10.9%); la respetable extensión de las fosas (11.9%); y un avanzado estado de degradación (vertientes y valles, 40.7%).

### **3.3.1. El Replano de Serra de Queixa ( $R_{1600}$ )**

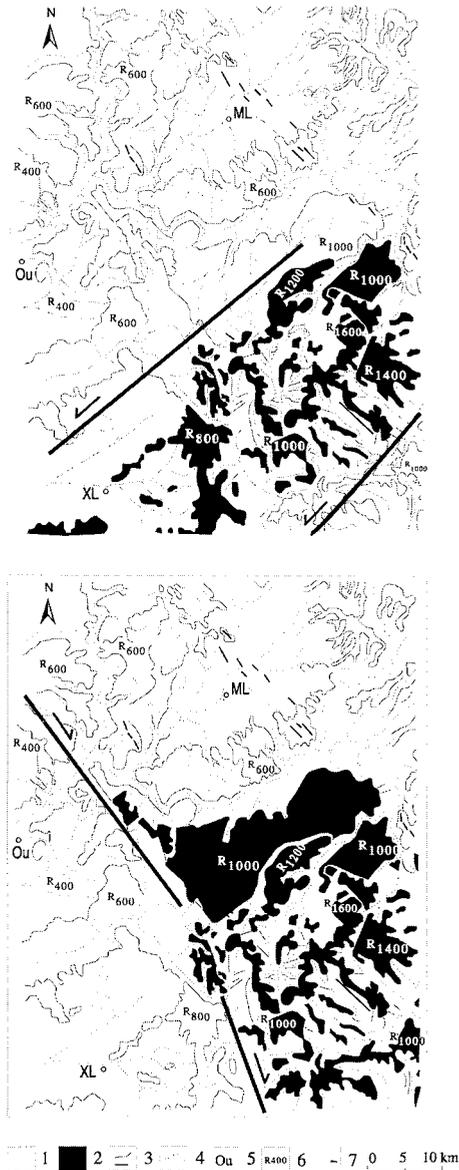
El Replano de Serra de Queixa se conserva bien en los extremos septentrionales de la Serra de Queixa-San Mamede (Cabeza de Manzaneda, 1781 m); mientras que en el borde meridional se encuentra muy degradado, alcanzando la cota mínima en los Altos de Ganzedo (1330 m). Una alineación estructural NE-SW, es aprovechada por el Río Návea para definir, de forma neta, el borde occidental de la Serra de Queixa. 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 un sector más occidental, 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 Río Návea.

Parece existir una cierta relación entre morfología y litología. En efecto, sobre granitos se definen relieves suaves y redondeados (embotados) que marcan las alturas culminantes (Cabeza de Manzaneda, 1781 m; los Majadales, 1750 m). Estos relieves se interpretan como residuales de una superficie anterior. Por el contrario, sobre litologías metamórficas (cuarcitas y pizarras principalmente) se hace más acusado el contraste por erosión diferencial; y las cotas alcanzadas son ligeramente inferiores (Pereixada, 1501 m).

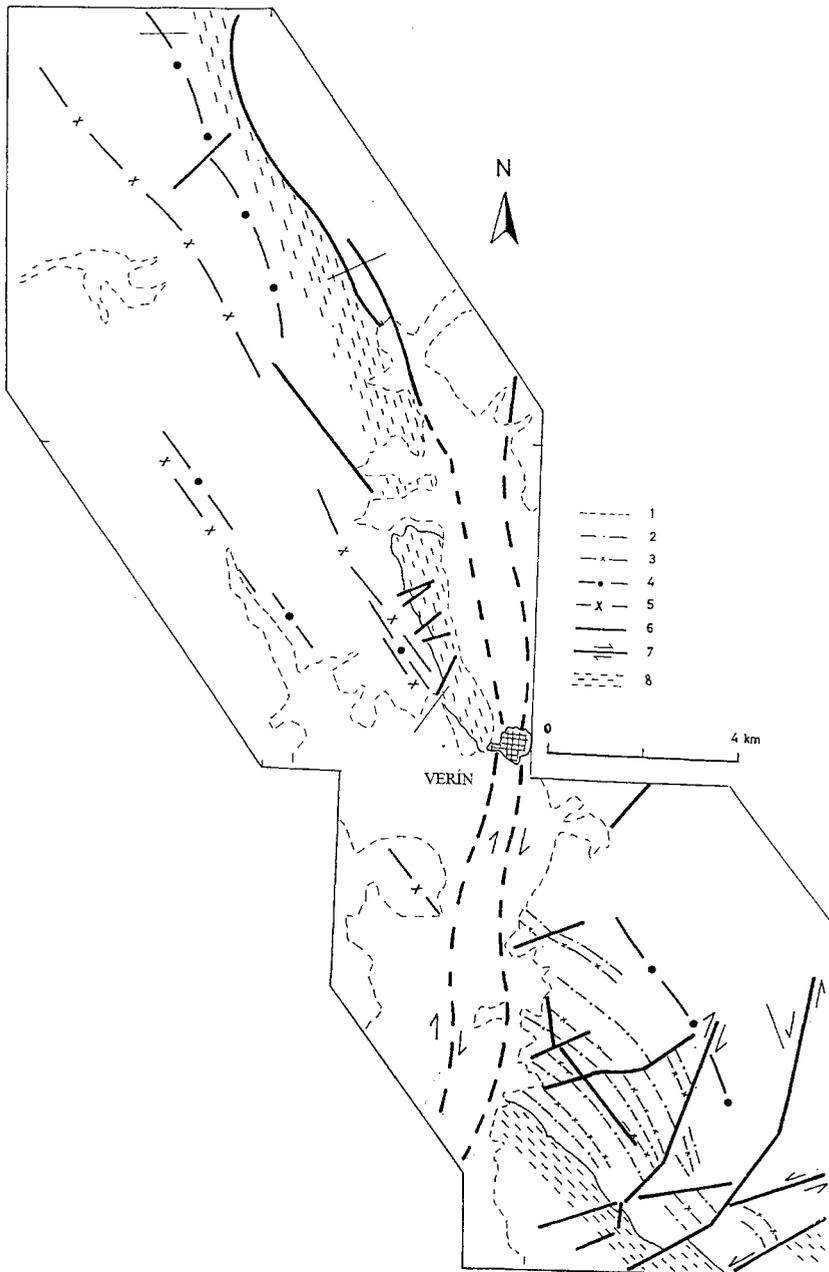
En este replano existe desarrollo general de una cubierta regolítica y numerosos relieves residuales: *castle-kopjes* sobre granitos; y colinas cónicas sobre cuarcitas y pizarras.



**Figura 14.** Esquema morfoestructural de las cuencas terciarias del SE gallego. 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.



**Figura 15.** Hipótesis del funcionamiento de bloques en el sector SE gallego durante la Orogenia Alpina. Leyenda: 1 pulso con movimiento a favor de fracturas NE-SW; 2 pulso con movimiento a favor de fracturas NNW-SSE a NW-SE; Leyenda: 1 Escarpe de replano topográfico. 2 Terraza erosiva; Retazo residual. 3 Relieve residual: Colina cónica, tronco-cónico, castel-kopje. 4 Cresta por degradación fluvial; relieve estructural sobre traza axial de pliegue hercínico. 5 Escarpe fluvial moderado; deslizamiento. 6 Glacis degradado: deposicional, erosivo. 7 Río; depósito terciario-cuaternalario. 8 Replano topográfico. 9 Población: ML Monforte de Lemos, Ou Ourense, XL Xinzou da Limia.



**Figura 16.** Esquema tectónico de la Falla de Maceda, sector Fosa de Verín. Simplificado a partir de Roel y Toyos (1993), Mapa 3. Leyenda: 1 Trazado de capas; 2 Anticlinal de Fase I; 3 Sinclinal de Fase I; 4 Antiforma de Fase III; 5 Sinforma de Fase III; 6 Falla; 7 Sentido de movimiento en falla; 8 Zona de Cizalla Dúctil del Rodicio (ZCR).

Replano	Ref	Altura	Extensión	%
Serra de Queixa	R1600	1700-1300	18.8	2.38
Chaguazoso	R1400	1500-1300	15.5	1.96
Serra do Burgo	R1200	1300-1100	13.8	1.75
Castro Caldelas	R1000	1000-700	86.6	10.9
Baldriz	R800	900-700	33.3	4.2
Xinzo da Limia	R600	700-600	196.1	24.7
Chantada	R500	600-500	41.6	5.2
Sabadelle	R400	500-300	23.3	2.9
Fosas	-	-	94.4	11.9
R600+R500+Fosas	-	-	279.4	35.2
Vertientes y valles	-	-	-	40.7
TOTAL	-	-	793	100

**Tabla 6.** Relación de replanos 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. El cálculo de la extensión se realizó a partir de la figura 13. Leyenda: Altura distribución altitudinal, en m, de los replanos; Extensión extensión del replano en km<sup>2</sup>; Ref Código de referencia del replano; con indicación de la altura media de los retazos bien conservados; Replano Topónimo utilizado para describir el replano; % porcentajes referidos al total del área estudiada.

R <sub>i</sub>	Cuenca	H Max	H min
R <sub>600</sub>	Xinzo	680	620
R <sub>600</sub>	Monforte	750	300
R <sub>600</sub>	Maceda	750	530
R <sub>400</sub>	Lañoa	410	390
R <sub>800</sub>	Chaves-Verín	550	350
¿R <sub>1000</sub> ?	Quiroga	400	260
¿R <sub>600</sub> ?	Montefurado	520	-
R <sub>600</sub>	Larouco	550	300
¿R <sub>600</sub> ?	O Barco	550	300
¿R <sub>600</sub> ?	A Rúa	550	300
R <sub>800</sub>	El Bierzo	650	450

**Tabla 7.** Superficies de erosión asociadas a las principales cuencas del SE gallego. También se indica las cotas que señalan los depósitos. Leyenda: R<sub>i</sub> aplanamiento; H Max altura máxima (m); H min altura mínima (m).

Interpretamos esta superficie como de origen *etche* (superficie de corrosión química o *grabada*). La conservación de las pías (*vasque*) en los *castle-kopjes* del Alto de San Mamede, y los restos del manto original de alterita indican que, a pesar de la altura, en este punto del macizo no hubo un desarrollo de glaciario durante el Cuaternario. Este hecho ya había sido observado en otras zonas graníticas (VIDAL ROMANÍ *et al.*, 1994a; 1994b).

Hacia el SE, el borde oriental del  $R_{1600}$  enlaza con la superficie de A Gudiña-Viana do Bolo. Esta superficie marcaría un aplanamiento en torno a los 1000 m; bastante degradado hacia el N. Ambos replanos,  $R_{1600}$  y  $R_{1000}$ , se articulan por dos escalones de alturas decrecientes hacia el E (1400 y 1200 m); resultado del encajamiento de la red fluvial; y se correspondería con el que afecta a la vertiente W de las Serras do Eixe-Segundeira. Estas serras también se pueden asimilar a un  $R_{1600}$ .

Por su parte, 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  $R_{1600}$ .

El contorno del aplanamiento está delimitado por dos sistemas de fracturas; uno de dirección NE-SW, y otro, subordinado al anterior y de dirección NW-SE. Ambos sistemas podrían haber dislocado el replano en algún momento del Mesozoico o Cenozoico. Apoyan esta hipótesis las correlaciones que muestran con otras lineaciones estructurales: el eje en el que se alarga la Fosa de Xinzo de Limia; el escarpe W de la Serra do Burgo (algo degradado en la actualidad); y el escarpe que muestra el  $R_{600}$  cuando se articula con el  $R_{400}$  en las proximidades de Paderne-Taboadela.

La prolongada erosión en la cabecera del Río Návea habría desmantelado la superficie inicial hasta el grado de *vaciarla*, de reducirla al contorno inicial de la misma. Es lo que damos en llamar una morfología de *superficie hueca*. Esto puede verse en la distribución de las principales cumbres; que se agrupan asemejando una herradura abierta hacia el N. En el interior de la herradura habría desaparecido el aplanamiento casi totalmente; tan solo se habrían preservado unos residuales en la zona central (Altos do Acebral, 1606 m).

### **3.3.2. El Replano de Chaguazoso ( $R_{1400}$ )**

El Replano de Chaguazoso se puede interpretar como un escalón inferior del  $R_{1600}$ . En el sector de 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 E se correlaciona con los Llanos de Lamalonga (1445 m), y la Serra do Cañizo (1469 m), en la vertiente occidental de la Serra do Eixe; y hacia el S con la superficie de cumbres de la Serra de Gerez-Xurés (1556 m). En los valles de los ríos Návea y Camba se han preservado extensos retazos de superficies-terracea correspondientes a este aplanamiento, que señalan la existencia de una red fluvial muy antigua, con una geometría radial centrífuga desde el  $R_{1600}$  (tabla 8).

Este replano, presumiblemente por su situación respecto a los vientos dominantes con acumulación de nieve preferente, permitió el desarrollo de glaciario al menos en el Pleistoceno final (VIDAL ROMANÍ *et al.*, 1994a y 1994b) en dos zonas: Chaguazoso

(HERNÁNDEZ-PACHECO, 1958; PÉREZ ALBERTI, 1990; VIDAL ROMANÍ, 1994a y 1994b); y Embalse de San Agustín, R Bibei (HULT, 1889; SAENZ RIDRUEJO, 1968).

La conservación del recubrimiento de alteritas, desmantelado en parte por la erosión glaciaria, permite asignar a este replano un origen etche (superficie de corrosión química o *grabada*). De manera similar al R<sub>1600</sub>, el R<sub>1400</sub> en el área de Chaguazoso, también se puede considerar una *superficie hueca*. En este caso ha sido la erosión glaciaria la que principalmente provocó el vaciado del replano en el sector central, dejando un reborde perimetral de relieves residuales que definen las cotas más altas del replano.

DIRECCIÓN	RÍO	R superior	R inferior
N-S	-		
SW-NE	Návea, Mao	R <sub>1600</sub>	R <sub>1000</sub>
W-E	-		
NW-SE	Camba, Conso	R <sub>1600</sub>	R <sub>1000</sub>
NNW-SSE	Támeaga, Baldríz	R <sub>1600</sub>	R <sub>400</sub>
NE-SW	Limia, Arnoia	R <sub>600</sub>	R <sub>600</sub>
E-W	-		
SE-NW	-		

**Tabla 8.** Cursos fluviales que parten de la Serra de Queiza-San Mamede. Direcciones y replanos superior e inferior entre los que existen evidencias de la red.

### 3.3.3. El Replano de la Serra do Bugo (R<sub>1200</sub>)

La única representación de este nivel en la zona estudiada es el replano de la Serra do Bugo. Se trata de una cuerda secundaria de la Serra de San Mamede alargada en dirección NE-SW. Sus límites vienen definidos, en el borde occidental, por un escarpe morfoestructural de dirección NE-SW, en el que se observan algunos piedemontes. En cuanto al límite oriental viene definido por el encajamiento del Río Návea.

Sobre el replano de la Serra do Bugo se observan paleo-valles amplios de fondo plano. A estos paleo-valles se adosan pequeños bancales interpretados como retazos de terrazas erosivas. Sin embargo no hay depósito alguno, si se exceptúa un manto de alteración. La dirección de circulación de la paleo-red sería de SW a NE, concordante con la actual del Río Návea.

Este aplanamiento podría correlacionarse con las superficies de las Serras de Gerêz-Xurés, Pisco, Pena y Larouco. Estas superficies constituyen como estrechos bloques, alargados en dirección NE-SW, entre los que se definen amplios valles. Los principales valles corresponden a los encajamientos de los ríos Salas, Cábado, Rábago y Porto de Rei. Los fondos de estos valles se encuentran a unas alturas equivalentes al replano R<sub>800</sub>.

Este replano, debido a su situación respecto a los vientos dominantes, permitió el desarrollo de glaciario durante parte del Cuaternario en la zona de la Serra de Gerez-Xurés (SCHMIDT-TOMÉ, 1978; VIDAL ROMANÍ *et al.*, 1990b; 1992).

### **3.3.4. El Replano de Castro Caldelas ( $R_{1000}$ )**

El Replano de Castro Caldelas tiene una buena representación en el área estudiada. Se encuentra adosado a las Serras do Courel, Queixa y San Mamede. En el sector Queixa-San Mamede, los Llanos de Castro Caldelas constituyen el retazo más representativo; sobre ellos pueden reconocerse restos de terrazas de la antigua red de drenaje, de dirección SW-NE; en la actualidad parcialmente capturada por el Río Sil. La erosión provocada por esta antigua red, actualmente recorrida por el Río Edo, ha empezado a vaciar el replano. En este punto el  $R_{1000}$  se encuentra fuertemente degradado; y se va transformando en una *superficie hueca* (figura 17). Las características del  $R_{1000}$  son similares a las descritas en los replanos  $R_{1600}$  y  $R_{1400}$ .

Este aplanamiento está delimitado por la Serra do Burgo, al S; la Falla de Maceda, al W; y el encajamiento del Río Sil, al N. En la otra margen del Río Návea, en la vertiente N de Cabeza de Manzaneda, los Llanos de Puebla de Trives constituyen un retazo, algo más degradado, del  $R_{1000}$ .

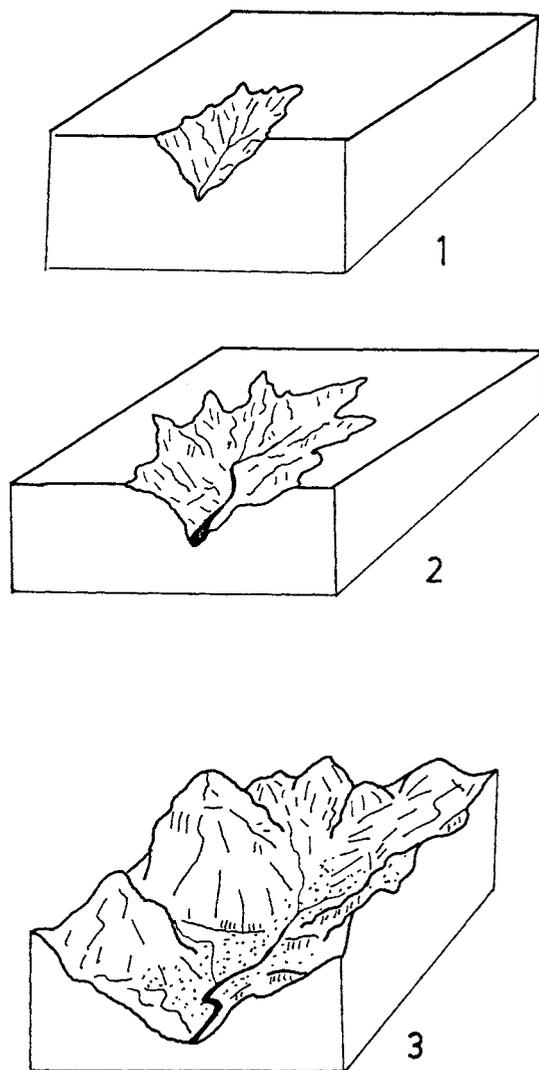
Entre las Serras de Queixa y Eixe-Secundeira, se distingue un retazo de esta superficie: el Replano de A Gudiña-Viana do Bolo. Este aplanamiento se muestra bastante degradado hacia el N; y señalaría un nivel de base antiguo, que correspondería al trazado de un paleo-Camba y paleo-Bibeí. En conjunto, el aspecto que muestra es el de un *corredor*; que iría desde A Rúa hasta A Gudiña. Este mismo nivel se sigue en las Serras de Entirnos, Texeiras y Llanos de Carracedo da Serra.

En el extremo suroccidental de la Serra de San Mamede se han interpretado, en las proximidades de Correchouso, Toro y Portocamba, diversos replanos como superficies-terracea o paleocauces. Estos vestigios demuestran la existencia de un proceso de incisión de la red NW-SE y su captura por otra red de dirección S-N (figura 13).

En el borde occidental de la Serra 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 Serra do Courel el replano  $R_{1000}$  se equipara al nivel general de cumbres: Serras de Peña Redonda y Trapa, Llanos de Maceiras (Quiroga). Este nivel marcaría con un escarpe estructural, orientado en dirección NW-SE, el extremo oriental de la fosa de Monforte de Lemos.

A escala regional el  $R_{1000}$  se podría correlacionar, por su altitud, con las Serras de Oribio, en Sarria; Faro (1187 m), en Chantada; y Faro de Avión (1155 m), en A Cañiza.



**Figura 17.** Esquema evolutivo del dismantelamiento de un aplanamiento por erosión fluvial.

El  $R_{1000}$  es una superficie erosiva de origen fluvial, con varios niveles de incisión y depósitos asociados (BARRERA MORATE *et al.*, 1989; VERGNOLLE, 1990). Sobre ella se distinguen aún residuales de una superficie más antigua: Monte Meda (1321 m), Monte Cerengo (1235 m), Monte. Legua (1311 m), Cabeza Grande (1249 m). Y al menos alguno de sus bordes corresponden a escarpes morfo-estructurales: Falla de Maceda, NNW-SSE; Río Sil, WSW-ENE; Serra da Pena Redonda, NW-SE.

### 3.3.5. El Replano de Baldriz ( $R_{800}$ )

Por debajo del  $R_{1000}$  la siguiente superficie, con dimensiones apreciables a la escala de trabajo, es el Replano de Baldriz. Esta superficie está representada 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 S 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) (MARTÍN-SERRANO, 1988). Los límites del  $R_{800}$  coinciden con líneas estructurales, como ocurría en el  $R_{1000}$ . También el origen del  $R_{800}$  es debido a una erosión fluvial; distinguiéndose, en las inmediaciones de Baldriz, tramos de una paleored con dirección NW-SE. Sobre esta superficie se observan varios residuales: Monte. Meda (1094 m), Monte. Talariño (984 m), Monte. Penamá (927 m).

En otros retazos equiparables al  $R_{800}$ , se conservan igualmente huellas de retoque fluvial. Es el caso de: 1) las cuerdas degradadas de Penelo (849 m), en Quiroga, y Serra de Pena Redonda (Monforte); 2) las terrazas erosivas de los ríos Sil (Parada do Sil y A Teixeira), Lor, Támeiga, Riveiriña y Parada; y 3) las rampas tipo glacis-terrazza que hay en las vertientes del Río Sil, al E de Castro Caldelas.

### 3.3.6. El Replano de Xinzo da Limia ( $R_{600}$ )

El Replano de Xinzo da Limia es continuo en ambas márgenes del Río Miño, entre Rábade (Lugo) y Ribadavia (Ourense) definiendo un nivel de arrasamiento con desarrollo regional. En áreas más septentrionales se identifican retazos de esta superficie en la Cuenca de Rábade y la *Dorsal Galaica*: Serra da Loba, Cordal de Montouto. Posiblemente es 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, Lañoa, Maceda, Monforte de Lemos, Quiroga y Xinzo da Limia).

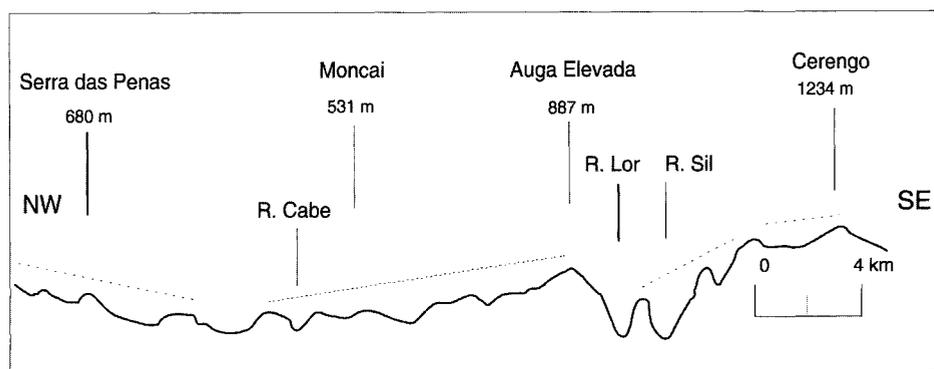
En el tramo Rábade-Portomarín, el  $R_{600}$  se sigue desde las estribaciones orientales de la *Dorsal Galaica* hasta las Serras del Mirador y Punazo, al E; en total, una franja de 40 km paralela al curso del Río Miño (figura 13). Entre Portomarín y Os Peares la Fosa de Monforte define el límite E del replano; disminuyendo su extensión a 20 km, de E a W. En este tramo el Río Miño define un trazado de dirección N-S y su encajamiento alcanza los 400 m. Entre Os Peares y Monção la erosión del Miño ha desmantelado gran parte del  $R_{600}$  para sustituirlo por un  $R_{400}$ . En la margen W solo se identifican algunos retazos en la cabecera del Río Avia y en A Cañiza; mientras que al E de la alineación Taboadela-Esgos, el  $R_{600}$  llega hasta la Falla de Maceda.

En el borde meridional de la Fosa de Monforte se individualizan dos retazos más del  $R_{600}$ , sobre los que se conservan residuales que aprovechan los ejes de pliegues hercínicos, con dirección NW-SE (BARRERA MORATE *et al.*, 1989). Se trata de las Serras de Marroxo-Monte Vidual (680 m, 816 m) y la Serra de Auga Levada (887 m). Por su altura topográfica y morfología similar a los residuales de la Sierra de la Culebra, pueden equivaler a los restos de la superficie de erosión finimiocena de MARTÍN-SERRANO (1991), nuestra  $R_{800}$ ; que habría sido degradada, según este autor, antes del Terciario. Estos relieves se siguen por la fosa de Monforte (Sierra de Moncai, 531 m), y volvemos a identificarlos en su borde NW (Serra das Penas, 787 m). También se conservan residuales sobre áreas graníticas, que podrían ser los restos de la superficie finimesozoica de MARTÍN-SERRANO (1991): Monte. Pozu (764 m), en A Peroxa; Monte. Cabalo (732 m), en Luintra; Monte. Boa (692 m), en Taboadela; y Alto del Portelo (834 m), en Xunqueira de Ambía.

La concavidad del perfil NW-SE de la Fosa de Monforte (figura 18) puede interpretarse, dada la escasa deformación de los sedimentos, como el paleorelieve de la cuenca. Otros autores la suponen originada por basculamiento de bloques durante la Orogenia Alpina (HERNÁNDEZ-PACHECO, 1949; BIROT y SOLÉ, 1954; MARTÍN-SERRANO, 1991; 1994a; 1994b). Sin embargo parece aventurado basar en datos tan ténues la idea del basculamiento de bloques, ya que la única medida realizada sobre los depósitos contabiliza un basculamiento de 1° hacia el E en la *Formación Iris* (DE GROOT, 1974).

Por idéntica razón, la inclinación del  $R_{600}$  que se observa al NW de la fosa de Xinzo se supone debido a la erosión fluvial, como lo confirman los restos de superficies-terrazza del Río Arnoia, que se conservan en Allariz y Xunqueira de Ambía.

Además de las descritas, en el Río Sil y en otras zonas de la red se conservan terrazas erosivas, más o menos degradadas, equivalentes a un  $R_{600}$ , sería el caso de La Rasa (560 m), en la confluencia del Cabe; y de Peña Grande (613 m), en Quiroga.



**Figura 18.** Perfil topográfico I-I' de la fosa de Monforte de Lemos, aproximadamente NW-SE.

Sin embargo, a escala regional la distribución del  $R_{600}$  parece condicionada por factores estructurales, al menos en algunos casos. Como se deduce por sus límites con los replanos que le rodean. Por ejemplo: 1) En el extremo occidental, choca contra el Macizo Galaico Portugués definiendo un escarpe de dirección N-S; 2) En el extremo oriental, limita con los Llanos de Castro Caldelas ( $R_{1000}$ ) y la Serra de San Mamede ( $R_{1600}$ ) mediante un escarpe de falla de dirección NNW-SSE (Falla de Maceda); 3) En las inmediaciones de Ourense, el límite que define con el  $R_{400}$  es un escarpe, de dirección NE-SW, que se puede seguir por Allariz, Taboadela y Esgos; y 4) al S de la Fosa de Xinzo se observa una fractura (NE-SW), con dique de diabasas asociado (BARRERA MORATE *et al.*, 1989), que está fosilizada por los sedimentos de la cuenca. Esta fractura constituye la prolongación meridional del escarpe que limita la fosa de Xinzo por el W.

### **3.3.7. El Replano de Chantada ( $R_{500}$ )**

Este nivel nunca se ha desarrollado en grandes extensiones. Su distribución se asocia al  $R_{600}$ , y al encajamiento de los principales cursos fluviales. Las terrazas erosivas más importantes se relacionan con los ríos: Miño (Monte. Guimil, 561 m); Cabe (Lornís, 500 m); Lor (en la confluencia con el Río Sil, 539 m); Arnoia (Xunqueira de Ambia, 520 m; Allariz, 500 m); Támeiga (Laza, 540 m); y Sil (A Teixeira, 540 m). En este último punto aún se conservan restos del depósito.

La abundancia de terrazas erosivas, en torno a 550 m.s.n.m., está muy generalizada en el SE gallego. A partir de este nivel el encajamiento de la red es muy pronunciado, (ríos Miño y Sil). El hecho de que estos cursos no interfieran con la formación y desarrollo de las fosas de Maceda, Monforte y Xinzo permite atribuir al  $R_{500}$  una edad anterior a las fosas. Esta antecedencia ya había sido mencionada por MARTÍN-SERRANO (1989; 1993; 1994); que asignó al trazado de los ríos una edad pre-miocena.

En tres puntos el  $R_{500}$  alcanza su mayor expresión: 1) Chantada; 2) alrededores de la Fosa de Monforte (Puebla de Brollón y Sober al S; Ferreira de Pantón al W); y 3) en la Fosa de Maceda (con una altura media de 550 m). En estos tres casos los límites están definidos por la estructura. En efecto, en Chantada el borde meridional del  $R_{500}$  viene definido por un escarpe NE-SW, a favor del cual se encaja el Río Asma. En el borde septentrional, cerca de Portomarín, viene señalado por el escarpe de los Montes S. Cristobal (826 m) y Rego (756 m), de dirección ENE-WSW. También interpretamos como debido a la estructura las capturas de los ríos Sardiñeira-Portiño y Arroyo Saviño por el río Miño.

Por lo que respecta a los alrededores de la Fosa de Monforte; se realizaron tres observaciones más que apoyan la relación entre morfogénesis y estructura. En Ferreira de Pantón (borde W de la Fosa), los límites del  $R_{500}$  son dos fracturas orientadas NNE-SSW. Estas fracturas delimitan un pequeño replano (Replano de Ferreira de Pantón, 450 m) que

constituye un escalón entre el  $R_{600}$  al W, y la subfosa de Sober (350 m) al E. En la cartografía de estas fracturas se señala un dique de cuarzo asociado (BARRERA MORATE *et al.*, 1989) que actuaría como elemento resistente. Por último, se observan varias capturas fluviales en las inmediaciones de la fractura (captura del Arroyo Regueiro-Rexidoira por el Río Cabe en Tribás de Escairón). Los cambios de dirección señalados por los codos podrían entenderse como una expresión morfológica de la actividad tectónica; en concreto, serían coherentes con un movimiento direccional dextral en las fracturas.

En el borde S de la Fosa de Monforte (Sober-Puebla de Brollón); los codos de los Arroyo Lama-Santé y Monretán parecen señalar un proceso de capturas de una red antigua, y de dirección W-E, por otra red más moderna y endorreica o por lo menos centrípeta. La red moderna drenaría hacia el centro de la cuenca y posiblemente fuese sincrónica a la sedimentación en ella. Por otra parte, en este sector se han observado unos diques de pórfidos y microganitos porfídico (BARRERA MORATE *et al.*, 1989). Estos diques son paralelos al escarpe meridional de la Fosa (SW-NE); y se pueden seguir hacia el S por los escarpes de Lañoa y A Derrasa ( $R_{400}$ ). Esta segunda familia de diques parece desplazar un pórfido granodiorítico, que se considera post-cinemático (BARRERA MORATE *et al.*, 1989).

La tercera zona donde el  $R_{500}$  alcanza un desarrollo significativo es la fosa de Maceda; y también en este punto el replano está relacionado con la estructura. La fosa viene limitada por un gran escarpe orientado NNW-SSE, paralelos al cual se observan varios diques de cuarzo. La importancia del escarpe es evidente (30 km de longitud, 400 m de desnivel).

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 replanos (BIROT y SOLÉ, 1954; MARTÍN-SERRANO, 1989; 1993). No obstante, también se podría interpretar el  $R_{500}$  como un conjunto de bloques del  $R_{600}$  hundidos y, en algunos casos, aparentemente basculados. De hecho los replanos de Puebla de Brollón y Sober parecen formar una unidad con las Serras de Marroxo-Vidual y Auga Levada. La pendiente topográfica de esta superficie (entre  $0.5^{\circ}$ - $2^{\circ}$ ) es similar a la de la línea de cumbres de Serra de Auga Levada.

### **3.3.8. El Replano de Sabadelle ( $R_{400}$ )**

El Replano de Sabadelle se sitúa en las inmediaciones de Ourense ciudad y en Bóveda. Además se observan algunas terrazas erosivas de los ríos Miño, Sil y Támeiga que podrían equipararse a este nivel: 1) Miño: en la confluencia del Río Búbal (Os Peares); en la confluencia del Río Barra (Barra do Miño). 2) Sil: en la confluencia del Río Bibeí (Monte

Furado), en Quiroga y en la confluencia del Edo (A Teixeira). Y 3) Támeiga: asociado al fondo del Valle de Laza, entre 510-400 m.s.n.m.

Al E de Ourense, en el Polígono Industrial de San Ciprián das Viñas, se identifican algunos depósitos de una red fosil correspondiente al Río Loña. Este curso habría sido capturado por el Miño en las inmediaciones del Embalse de Cachamuiña. El antiguo trazado del Loña drenaría en dirección NE-SW; y sería paralelo al curso actual del Miño entre Os Peares y Ribadavia. Estas observaciones permiten identificar el  $R_{400}$  como superficie epigénica de acumulación, que en el entorno de Ourense ciudad (límites de las cuencas de Barra, Loña y Barbaña) 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 solo 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 del  $R_{400}$  por corrosión química (*etched*), al que se habría sobreimpuesto una red fluvial que retocaría la superficie y la dismantelaría en parte.

En líneas generales, el  $R_{400}$  equivale a la *Superficie de Sustitución*,  $S_2$  (VILLASANTE, 1984), aunque algunas de sus características de la red fluvial parecen indicar una mayor influencia de la estructura. La captura del paleo-Loña sería el mejor ejemplo (que pasa de una dirección NE-SW a E-W en las proximidades del Embalse de Cachamuiña). Otro caso es la orientación subparalela de la red secundaria en Barra de Miño (A Peroxa); o los escarpes morfo-estructurales (NE-SW y NW-SE) que articulan el  $R_{400}$  con el  $R_{600}$  en las proximidades de A Peroxa, Faramontaos, Taboadela y Paderne de Allariz.

La otra parte del  $R_{400}$  corresponde a la zona de Bóveda, en la subcuenca septentrional de la Fosa de Monforte. La diferencia de alturas que existe entre éste y la subcuenca adyacente de Monforte se ha interpretado como debida a la compartimentación y juego en 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 se identifica como un retazo del  $R_{600}$  degradado (Serra de Moncai, replano de Ferreira de Pantón).

Por debajo del  $R_{400}$  solo se identifican niveles de terraza erosiva y la Fosa de Quiroga (280 m); en la que VERGNOLLE (1990) observa evidencias de una tectónica Alpina sinsedimentaria.

Todos los elementos descritos se han recogido en una tabla de síntesis, en el capítulo de discusión, estructurados a modo de secuencia relativa de acontecimientos.



CAPÍTULO 4

***ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO DE  
LA SUPERFICIE DE EROSIÓN  $R_{1000}$   
EN EL SECTOR DE  
CASTRO CALDELAS (OURENSE)***



#### 4. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO DE LA SUPERFICIE DE EROSIÓN $R_{1000}$ EN EL SECTOR DE CASTRO CALDELAS (OURENSE)

##### 4.1. INTRODUCCIÓN

En la mayor parte del Macizo Hespérico Peninsular no se han identificado más de tres superficies de erosión (GÓMEZ AMELIA, 1985; GUTIERREZ ELORZA, 1993; CANTANO, 1996); Sin embargo en el SCE y en Galicia se observa un escalonamiento de numerosos replanos y superficies (PEDRAZA, 1994; HERNÁNDEZ-PACHECO, 1949; VILLASANTE Y PEDRAZA, 1984; PÉREZ-ALBERTI, 1990; 1993; VERGNOLLE, 1990; PAGÉS, 1996). Tradicionalmente se ha supuesto que estas áreas han sido afectadas por una tectónica de bloques durante la Orogenia Alpina. Según esta hipótesis los replanos se asimilarían a bloques descabalados a partir de una o dos superficies de erosión. Para establecer la secuencia de arrasamientos habría que caracterizar los bloques y correlacionarlos entre sí. Tarea harto difícil sin disponer de depósitos o dataciones.

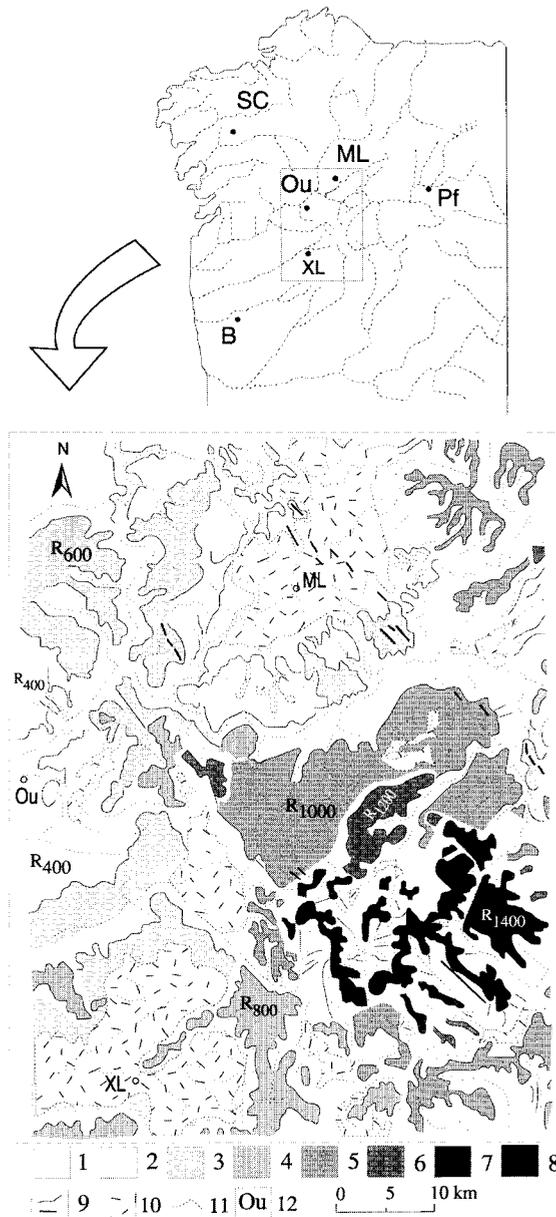
Para ello se eligieron los Llanos de Castro Caldelas (figura 19); cuyos límites netos permiten considerarlo un sistema morfo genético relativamente aislado; por lo menos a partir de las cotas más bajas que señalan sus bordes: el Alto do Rodicio (960-940 m) al W, el Alto de Cerdeira (940 m) al S y el interfluvio Mao-Edo (700 y 800 m) al N. De esta forma las irregularidades topográficas de los Llanos podrían interpretarse como vestigios del desmantelamiento que sufrió el  $R_{1000}$  a partir de su individualización.

Los Llanos de Castro Caldelas (figura 20) se sitúan al E de la Fosa de Maceda y definen un aplanamiento en torno a los 1000 m (800-1050 m), con una extensión semejante a un triángulo escaleno, elongado al NE y con un vértice al S. Sus límites son netos: el escarpe de la Falla de Maceda por el W (300-400 m), el encajamiento del Río Návea (300-600 m) y la Serra do Burgo (1292 m), por el S y el encajamiento del Río Sil por el N (550-700 m).

En cuanto a la red fluvial casi todo el replano drena al Sil a través de los Ríos Mao y Edo. Sólo existe un afluente del Návea (Arroyo del Cabanas) y otro del Arnoia (Arroyo de Tioira); ambos ocupan posiciones marginales (al NE y SW, respectivamente) y drenan extensiones poco significativas.

##### 4.2. MARCO GEOLÓGICO

Los Llanos de Castro Caldelas se desarrollan sobre la Zona de Galicia Tras Os Montes (BARRERA MORATE *et al.*, 1989); excepto en el tercio E, que lo hace sobre el Dominio del Anticlinorio del Olló de Sapo. En la Zona de Galicia Tras Os Montes la litología dominante es granítica; distinguiéndose un granito sincinemático (granito peraluminico de dos micas) y un granitoide calcoalcalino precoz (granito y granodiorita biotítico con megacristales de feldespato potásico orientados NW-SE). Tan sólo en el extremo SW de la superficie aflora un ortogneis glandular prehercínico, y cuarcitas, areniscas y pizarras de la Unidad Montes del Invernadoiro.



**Figura 19.** Localización de la región estudiada; y esquema simplificado de 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 Xinzoda Limia.

El Dominio del Anticlinorio del Olló de Sapo está representado por el Precámbrico Olló de Sapo (gneis glandular con cristales de feldespato, cuarcitas feldespáticas y esquistos) y la Capa de los Montes (pizarras grises con intercalaciones graníticas) de edad Ordovícico inferior BARRERA MORATE *et al.* (1989). Los depósitos cenozoicos son escasos, peliculares y su interpretación, dispar.

En conjunto no parece existir una clara relación litología-morfología; salvo en Serra da Móa; donde existen residuales definidos por antiformas con Cuarcita Armoricana en la traza axial (Cerengo, 1235 m; A Móa, 1125, 1070). Por el contrario, parece existir una expresión morfológica de la estructura (tabla 9); aunque BARRERA MORATE *et al.* (1989) no señala movimiento en las fracturas; ni que sea alpino en el caso de los contactos mecánicos.

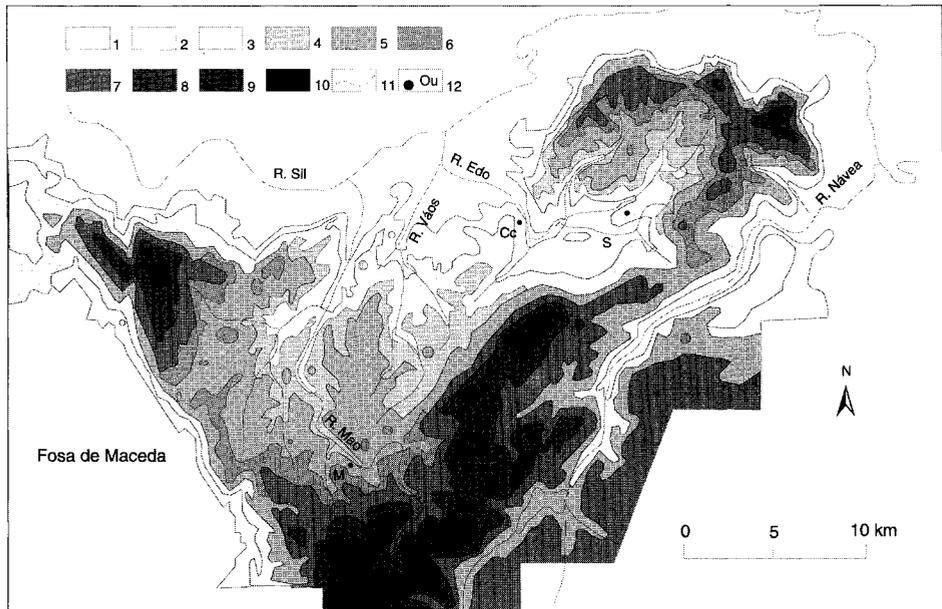
N	T	G	O	E	M	B
1	f	A° Cabanas	NW-SE	h	en	PLIEGO <i>et al.</i> (1981)
2	f	Baldrei	NNW-SSE	h	es	HERNÁNDEZ-PACHECO (1949)
3	f	A Teixeira	ENE-WSW	h	es	GLEZ. LODEIRO <i>et al.</i> (1974c), PLIEGO DONES <i>et al.</i> (1981d)
4	fr	A° Tioira	NNE-SSW	-	en	ARCE <i>et al.</i> (1974)
5	fr	R. Mao	NNE-SSW	-	en	RUBIO y RODRÍGUEZ (1981)
6,7	fr	glacis Castro C.	NNE-SSW, NNW-SSE	-	en, es	PLIEGO DONES <i>et al.</i> (1981d)
8	fr	R. Mao (cabecera)	NNE-SSW	-	en	RUBIO y RODRÍGUEZ (1981)
9	fr	S° do Burgo	NE-SW	-	es	HERNÁNDEZ-PACHECO (1949)
10	d	O Rodicio	NNW-SSE	-	es	GLEZ. LODEIRO <i>et al.</i> (1974)
11	d	porfiros de Fto. K	NNW-SSE	h	es	BARRERA MORATE <i>et al.</i> (1989)

**Tabla 9.** Estructuras morfo-tectónicas de los Llanos de Castro Caldelas. Leyenda: B ref. bibliográfica; d dique; E edad estimada; en encajamiento; es escarpe; f falla; fr fractura; G referencia geográfica; h hercínica; M morfología qu presenta asociada; N número de referencia; O orientación; T estructura tectónica.

#### 4.3. RESULTADOS

En los Llanos de Castro Caldelas se han distinguido tres superficies y 16 niveles de terrazas erosivas (figura 21 y 22; tabla 10). La superficie principal ( $R_{1000}$ ) es más extensa que las dos secundarias ( $R_{1200}$  y  $R_{800}$ ). Al igual que VILLASANTE y PEDRAZA (1984) se han interpretado dos retazos correspondientes a un nivel superior (Monte Meda, 1321 m y Serra do Burgo, 1292 m). Sin embargo (tabla 11). Para VILLASANTE y PEDRAZA (1984) pertenecerían a la misma superficie de erosión ( $S_1$ ); mientras que en la cartografía presentada se atribuyen a una superficie diferente y anterior ( $R_{1200}$ ).

En cuanto a la superficie inferior, VILLASANTE y PEDRAZA (1984) sitúan el  $N_3$  en el borde N de los Llanos, entre los Ríos Mao y Edo; mientras que la presente cartografía



**Figura 20.** Esquema topográfico de la superficie de erosión  $R_{1000}$  en los Llanos de Castro Caldelas (Llanos de Castro Caldelas) (Ourense. Galicia). Leyenda: 1 0-700 m; 2 700-800 m; 3 800-850 m; 4 850-900 m; 5 900-950 m; 6 950-1000 m; 7 1000-1100 m; 8 1100-1200 m; 9 1200-1300 m; 10 1300-1618 m; 11 río; 12 población: Cc Castro Caldelas; M Montederramo; S Sas de Penelas.

SE	N	(HM-Hm)	T
$R_{1400}$	-	1400-1300	T16
	-	1300-1250	T15
$R_{1200}$	-	1220-1200	T14
	-	1200-1100	T13 (G1)
	1080	1080-1020	T12
	1040	1040-980	T11
	1000	1000-960	T10
$R_{1000}$	960	960-920	T9
	940	940-920	T8
	920	920-900	T7
	900	900-880	T6
	880	880-860	T5
	860	860-840	T4
	800	820-780	T3
	760	760-740	T2
700	720-680	T1	

**Tabla 10.** Niveles de superficies terraza identificados en los Llanos de Castro Caldelas. Leyenda: SE superficie de erosión; N altura de los retazos bien conservados; (HM-Hm) altura máxima y mínima de las terrazas; T nivel de la terraza.

H	1	2	3	4	5
Máx	1321	1321	1235	1321	1235
mín	900	800	800	800	800

**Tabla 11.** Alturas máximas y mínimas (en m) entre las que se ha definido la superficie de erosión principal de los Llanos de Castro Caldelas. Leyenda: 1 HERNÁNDEZ-PACHECO (1949); 2 BIROT y SOLÉ (1954); 3 VILLASANTE y PEDRAZA (1984); 4 PÉREZ-ALBERTI (1990, 1993); 5 en el presente trabajo.

reduce su extensión al entorno de A Teixeira; y lo interpreta como una secuencia de terraza erosiva del Río Sil. Por otra parte, en torno a Parada do Sil se distingue otro replano, encajado en el  $R_{1000}$  y constituido por niveles de superficies-terracea del Río Sil, equiparables a un  $R_{800}$ ; su degradación ha sido realizada por la incisión de la red.

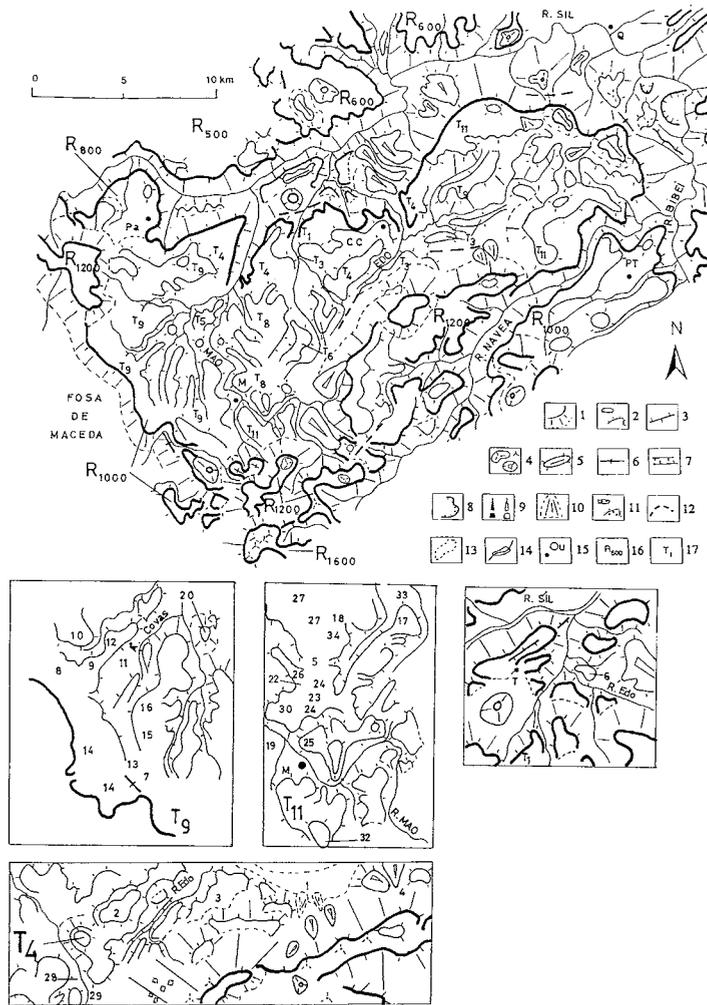
A continuación se describen la morfología y las formaciones superficiales; pero será en la Discusión, donde se realizará un análisis comparado de todos los elementos morfológicos; sintetizándose las principales ideas en una tabla, con la secuencia de procesos deducida.

#### 4.4. LA RED DE DRENAJE

##### 4.4.1. La red de drenaje en la cuenca del Río Mao

La cuenca del Mao está formada por cuatro afluentes en su margen izquierdo (Perocanes, Reconco, Covas y Alavenche). Aunque el desarrollo del curso principal es hacia el N, el diseño de la red presenta cierto carácter centrípeto; de tal forma que todos los cursos convergen en torno al Embalse da Edrada. Las cabeceras de los cuatro arroyos se alinean paralelas a la Falla de Maceda (NNW-SSE); posteriormente describen un giro progresivo hacia el E y confluyen con el Mao en dirección SW-NE. Este giro viene señalado por la cota 960 m en los Llanos del Alto do Rodicio.

El trazado del Río Mao es más complicado (tabla 12). Su tramo de cabecera se desarrolla aguas arriba del  $R_{1000}$ ; y presenta tres tramos separados por codos bruscos en la dirección de la corriente. El primero es paralelo al Río Návea (SW-NE) y se acoda hacia el NW en Mogainza. El giro viene señalado sobre los Llanos de San Fiz (1200 m). El segundo tramo, comienza con una dirección SE-NW; pero describe un giro progresivo hacia el E y termina con una dirección SSW-NNE. Este giro es paralelo al escarpe de la Serra do Burgo; observándose indicios morfológicos de él en Gabín (1000 m). El tercer tramo comenzaría en las inmediaciones de A Cabeciña (977 m), donde el Mao invierte el sentido, pasando a ser NE-SW. Este tramo constituye una prolongación meridional al escarpe principal de Serra do Burgo. El cuarto tramo comenzaría cerca de Montederramo; donde el Mao toma una dirección SE-NW. El



**Figura 21.** Geomorfología del  $R_{1000}$  en los Llanos de Castro Caldelas. Elaborado a partir de la cartografía 1/50.000. Leyenda: 1. borde de superficie de erosión, vertiente y pie de escarpe; 2 Escarpe de terraza erosiva: superficie-terrace (glacis-terrace), retazo; 3 Cresta de degradación fluvial; 4 Relieves residuales: colina cónica, tronco-cónico y castle kopje; 5 Relieve residual estructural (seudoapalachiano); 6 Crestón de cuarcita (hog back). 7 Escarpe de incisión fluvial (20-80 m); 8 Escarpe de deslizamiento (zona de sutura); 9 glacis recubierto por depósitos (negro), glacis erosivo o rampa (hueco); 10 Depósito de vertiente, abanico aluvial; 11 Escarpe de terraza con depósitos: retazo, terraza preservada; 12 Meandro abandonado, cauce colgado; 13 Valle de fondo plano; 14 Río, embalase; 15 Población; 16 Superficie de erosión (altura en hectómetros); 17 Nivel de terraza erosiva. B O Burgo, C Castro Caldelas, M A Medorra, Mo Montederramo, P Pombar, Pa Parada do Sil, PT Puebla de Trives, Q Quiroga, R Río, SM Santiago da Medorra, SP Sas de Penelas, T A Teixeira, V Vilamaior, VF Vilariño Frío.

codo fluvial que señala el comienzo del cuarto tramo viene apuntado por el Alto da Armada (1040 m) y estaría claramente definido en la cota 980 m.

A partir de Montederramo el Mao entra de pleno en el  $R_{1000}$ ; distinguiéndose cuatro tramos más (tr4 a tr7); con direcciones SE-NW y SW-NE, alternativamente. En todos los casos el engarce de los tramos se realiza mediante codos bruscos. El cuarto tramo se desarrolla entre Montederramo y Monte Cabozo (977 m), con una dirección SE-NW. El quinto tramo (SW-NE) entre Monte Cabozo y Ferrón. El sexto tramo (SE-NW) entre Ferrón y Vilariño Frío. Y el séptimo (SW-NE) entre Vilariño Frío y Barxacoba. La mitad de este último tramo se desarrolla ya fuera del  $R_{1000}$ . Los acodamientos se realizan a alturas progresivamente más bajas. 940-920 m, entre el cuarto y quinto tramo; 920-900, entre el quinto y sexto; y 900-880 entre el sexto y séptimo. Por último, se distinguiría un octavo tramo dentro del Cañón del Sil (SSE-NNW); y los indicios de su engarce con el séptimo tramo vendrían señalados por el Monte Itede (540 m).

Al igual que la dirección, el encajamiento del Mao muestra variaciones significativas. Sobre el  $R_{1000}$  el encajamiento máximo varía entre 140 y 60 m; mientras que en los tramos de cabecera y final aumenta sensiblemente. 200-100 en cabecera y 140-580 en el tramo final.

Todo esto parece indicar que de una dirección inicial de la red NNW-SSE, se va pasando progresivamente a una dirección SE-NW, por unas capturas que están relacionadas con el encajamiento del Río Sil.

tr	D	L	C	F	E	O
1	SW-NE	5	Coll Meixón (1320/1360)	Llanos S Fiz (1200/1160)	200-100	-
2	SE-NW; SSW-NNE	3	Llanos S Fiz (1200/1160)	A Cabeciña (977/940)	100-60	giro progresivo al NNE
3	NE-SW	2	A Cabeciña (977/940)	Montederramo (1040/980)	100-60	inversión del sentido
4	SE-NW	3	Montederramo (1040/980)	Monte Cabozo (940/920)	60	-
5	SW-NE	1.5	Monte Cabozo (940/920)	Ferrón (920-900)	60	-
6	SE-NW	2	Ferrón (920/900)	Vilariño Frío (900-880)	60	-
7	SW-NE	9	Vilariño Frío (900/880)	Barxacoba (540-520)	60-140*	* sobre el $R_{1000}$
8	SSE-NNW	0.7	Barxacoba (540/520)	Río Sil (220)	140-580 <sup>+</sup>	-

**Tabla 12.** Tramos diferenciados en el Río Mao. Se indica la dirección y longitud; así como la franja de alturas por debajo de la cual existen evidencias morfológicas de un cambio brusco en la dirección del río. Leyenda: C comienzo de tramo y altura máxima para la que se observa el acodo; D dirección de la corriente (el sentido lo da la escritura); E encajamiento máximo (m); F final de tramo y altura máxima para la que se observa el acodo; L longitud (km); O observaciones; tr tramo.

#### 4.4.2. La red de drenaje en la cuenca del Río Edo

La cuenca del Río Edo ocupa los sectores central y oriental de los Llanos de Castro Caldelas. Su red está formada por cuatro cursos (Edo, Castoi, Ferreiros y Penelas) que convergen en las inmediaciones de Castro Caldelas; justo antes de abandonar el R<sub>1000</sub>; confiriendo a la red un aspecto centrípeto. En el Río Edo se podrían distinguir cuatro tramos (tabla 13). El primero se encajaría al pie de la Serra do Burgo; y su trazado se mantendría paralelo al borde del escarpe (SW-NE) hasta la confluencia del Arroyo Castoi (cota 686 m). El segundo tramo (2.5 km de longitud y dirección SSE-NNW) constituiría el colector de salida del R<sub>1000</sub>. El 3º y 4º tramo se desarrollarían íntegramente dentro del encajamiento del Sil.

En el sector E los afluentes están más encajados que en el sector W; y muestran un giro progresivo en su dirección; que pasaría de NE-SW a NW-SE. Este giro se observa en torno a Sas de Penelas (820 m): en el interfluvio Castoi-Penelas y en Los Casares (830 m); y sería equiparable al giro definido por los afluentes del Mao.

Ocupando el sector central de los Llanos de Castro Caldelas está el Arroyo Vaus; que confluye al Edo una vez fuera del R<sub>1000</sub>. Su trazado en bayoneta señala una tendencia general SW-NE; interrumpida por tramos de dirección SE-NW; distinguiéndose tres tramos: el primero al pie de la Serra do Burgo, paralelo al escarpe (SW-NE); el segundo entre A Medorra y El Carballal (947 m), con una dirección SE-NW; y el tercero (SW-NE) hasta A Teixeira, definiendo una confluencia en T con el Edo. El mismo esquema se aplicaría a sus afluentes. Los dos primeros codos (entre los tramos 1º-2º y 2º-3º) vendrían señalados a una altura similar en todos los arroyos: 880-870 m en los Arroyo Vaus y Arnufe; y 870-860 m en el Arroyo Alenza. En cuanto al tercer tramo, se observan dos confluencias significativas: Alenza-Vaus y Vaus-Edo. La primera viene señalada por su encajamiento en el nivel T3 (820-780 m), y la segunda por el desmantelamiento de la terraza de Pombar (420-400 m).

tr	D	L	C	F	E	O
1	SW-NE	4.5	Cota 860	Aº Castoi (760 m)	60-160	paralelo a Sº do Burgo
2	SSE-NNW	1	Aº Castoi (760 m)	Castro Calde (880 m)	180	abandona el R <sub>1000</sub>
3	SE-NW	4.5	Castro Calde (880 m)	Aº Váus (400 m)	200-400	confluencia en T
4	SSW-NNE	1.5	Aº Váus (400 m)	R. Sil (240 m)	300-380	-

**Tabla 13.** Tramos diferenciados en el Río Edo. Se indica la dirección y longitud; así como la franja de alturas por debajo de la cual existen evidencias morfológicas de un cambio brusco en la dirección del río. Leyenda: C comienzo de tramo y altura máxima para la que se observa el acodo; D dirección de la corriente (el sentido lo da la escritura); E encajamiento máximo (m); F final de tramo y altura máxima para la que se observa el acodo; L longitud (km); O observaciones; tr tramo.

#### 4.4.3. La red de drenaje en las cuencas del Tioira y Cabanas

Aunque las cuencas de estos dos ríos no son muy grandes, aportan datos para estimar el momento en que se individualizaron los Llanos de Castro Caldelas del territorio que los rodea. El Arroyo Tioira se encuentra en el sector SW de los Llanos; su curso se encaja paralelo al escarpe de la Fosa de Maceda, entre los niveles T<sub>11</sub> y T<sub>9</sub>. Por debajo del T<sub>9</sub> sería evidente su acodamiento hacia el SW y desconexión de la red afluyente al Sil. El caso del Arroyo Cabanas (extremo NE) es similar. Su desconexión comenzaría con el nivel T<sub>11</sub> (1040-980 m); y su trazado actual estaría definido por el nivel T<sub>9</sub> (960-920 m). Conviene apuntar que estos giros señalan la misma altura que los descritos en la red del Mao; confirmando que el encajamiento de la red y las capturas que lo originan, son un proceso coetáneo en todo el R<sub>1000</sub>.

### 4.5. LOS REPLANOS

#### 4.5.1. Replanos y relieves residuales en el Sector W del R<sub>1000</sub>

Como se ha podido ver, la topografía de los Llanos de Castro Caldelas es desigual; y los relieves de mayor altura se sitúan en sus bordes; a excepción del borde N, donde se alcanzan las alturas más bajas, como resultado del encajamiento del Río Sil. Esta idea ya fue apuntada con anterioridad (HERNÁNDEZ-PACHECO, 1949); y en ella se basaron otros autores para postular un basculamiento de la superficie hacia el NE (BIROT y SOLÉ, 1954). Sin embargo, como ya antes se ha descrito, este descenso es escalonado y desigual; asociándose claramente a la red de drenaje. Lo que permite suponer una relación entre inclinación de la superficie y desmantelamiento por erosión fluvial.

Se ha realizado una cartografía muy detallada de la superficie, llegándose a distinguir hasta dieciseis replanos en un desnivel de unos 700 m. De ellos, doce se habrían identificado dentro del R<sub>1000</sub> (T<sub>12</sub>-T<sub>1</sub>). La distribución altitudinal de los replanos sugiere un modelo de erosión tipo rampa; donde los niveles corresponderían a terrazas erosivas, parcialmente degradadas.

En la cuenca del Río Mao se observa que el paso del R<sub>1200</sub> (T<sub>14</sub>) al R<sub>1000</sub> (T<sub>11</sub>) se realiza de modo gradual, mediante una rampa o glacis (T<sub>13</sub>); y que viene señalado por un cambio en la dirección del río. Entre los niveles T<sub>11</sub> y T<sub>9</sub> la geometría de las terrazas erosivas sugiere una dirección SE-NW, por lo menos para los tramos de cabecera. El nivel T<sub>9</sub> constituye un aplanamiento significativo; dada su extensión y el hecho de señalar una captura generalizada de la red hacia el NE. Esta tendencia se habría mantenido hasta el presente, con algunos retoques. El desarrollo de terrazas escalonadas dentro del encajamiento apoyaría la idea de un proceso continuo y prolongado; con periodos de anchaamiento lateral de los cauces y otros de incisión lineal en la vertical. La terraza más significativa se observa en Vilarriño Frío, y corresponde al nivel T<sub>5</sub>. En cuanto al lugar actual en el que desagüa fuera del R<sub>1000</sub>, el vestigio más antiguo viene definido por el nivel T<sub>5</sub>.

#### 4.5.2. Replanos y relieves residuales en el Sector Central del R<sub>1000</sub>

En este sector se desarrollan claramente los niveles T<sub>8</sub>, T<sub>6</sub> y T<sub>4</sub>; que se escalonan, descendiendo progresivamente hacia el E. El encajamiento en el T<sub>6</sub> señalaría la desconexión total de las cuencas del Mao y Edo. Desde este nivel existen evidencias de una corriente en dirección SW-NE; paralela al escarpe de la Serra do Burgo. Con posterioridad, esta red sufriría un giro brusco hacia el NW en dos puntos: A Medorra, y Pesqueiras. En A Medorra el acodamiento viene señalado por la cota 870-880; y en Pesqueiras a 870-860 m. La diferencia tan pequeña sugiere un carácter sincrónico del evento.

El encajamiento en el nivel T<sub>4</sub> marcaría la desconexión total de la cabecera del Edo; que pasaría a constituir la cuenca del Arroyo Vaus. A continuación se desarrollaría el nivel T<sub>3</sub>; cuya geometría no permite precisar más que una dirección N a NW. La red actual empezaría a definirse con el encajamiento en el nivel T<sub>3</sub>. Apoyan esta idea dos observaciones: el encajamiento de la confluencia Vaus-Alenza y un residual del T<sub>3</sub> en A Teixeira (Garosa, 794 m). Al E de Pesqueiras se encontraría el tramo del Río Edo que no sufrió captura hacia el NW. En este tramo el río ha desmantelado parcialmente el T<sub>6</sub>; que se habría preservado en retazos con alturas equivalentes a un T<sub>5</sub>. Bajo estos retazos aparece un nivel general (T<sub>4</sub>) en el que se vuelve a encajar el Edo; desarrollando pequeñas terrazas (T<sub>3</sub> y T<sub>2</sub>).

También en este sector, pero hacia el borde N del R<sub>1000</sub>, se observa un escalonamiento de replanos paralelos al curso del Sil. Esta sucesión, en forma de rampas, no siempre permite suponer una incisión lineal de la red del Vaus o del Mao. Incluso sería posible que tuviese su origen en el encajamiento del mismo Sil. En cuanto al enlace de los replanos R<sub>1200</sub> y R<sub>1000</sub>; este sector coincide con el escarpe más vertical de la Serra y los mayores desniveles; que oscilan entre 200 y 300 m. los únicos elementos intermedios entre las dos superficies son tres glacis equiparables al nivel T<sub>11</sub>.

#### 4.5.3. Replanos y relieves residuales en el Sector E del R<sub>1000</sub>

En este sector la red converge en un punto; y los replanos se suceden en un descenso altitudinal desde la periferia hacia el centro. El contorno del R<sub>1000</sub> viene señalado por el T<sub>11</sub>; sobre él se observan cuatro relieves residuales en cuarcitas (T<sub>14</sub>-T<sub>15</sub>) que siguen lineaciones estructurales hercínicas (NW-SE). Enlazando los residuales y el T<sub>11</sub> se observa un glacis (T<sub>12</sub>) en las inmediaciones del Monte Cerengo (1235 m). El desmantelamiento del T<sub>11</sub> se ha producido por un drenaje hacia el W *s.l.* La individualización de los arroyos viene señalada a distintas alturas; más bajas en los cursos meridionales. Así el interfluvio Ferreiros-Castoi corresponde al nivel T<sub>9</sub>; mientras que el interfluvio Castoi-Peneal define una terraza T<sub>3</sub>.

El vaciado del R<sub>1000</sub> ha permitido el desarrollo de extensas terrazas en los niveles T<sub>9</sub>, T<sub>3</sub> y T<sub>2</sub>; y numerosas terrazas de menor tamaño, en los niveles T<sub>6</sub> a T<sub>4</sub>. Por otra parte la

captura del Arroyo Penelas por el Arroyo Castoi ha dejado colgado un paleovalle a 760-740 m (T<sub>2</sub>) en Vilamaior. El antiguo curso alcanzaría el Edo en el punto que ahora lo hace el Castoi. Posiblemente el encajamiento en el T<sub>2</sub> esté relacionado con el desplazamiento hacia el E del nudo donde convergen los Arroyo Castoi, Penelas y Ferreiros.

En el sector oriental, el R<sub>1200</sub> viene representado por un nivel T<sub>12</sub>; y su articulación con el R<sub>1000</sub> se realiza mediante dos generaciones de glaciares, equiparables a los niveles T<sub>6</sub> y T<sub>4</sub>; y una generación de abancos aluviales, que fosilizan el paleocanal del Arroyo Penelas. En cuanto a la individualización del R<sub>1000</sub>; se observa que su desconexión, respecto a los Ríos Sil y Návea, comenzaría con el T<sub>11</sub>. Y en el caso del Návea se habría culminado al encajarse en el T<sub>9</sub>; altura que viene señalada por el Alto de Cerdeira (940 m). Por encima de estos niveles se encuentran los relieves residuales de la Serra da Móa (Monte Cerengo, 1235 m; A Móa, 1125 y 1070 m); que se alinean en dirección NW-SE; y se suponen formados aprovechando una antiforma hercínica. La traza axial del pliegue sería similar a las cartografiadas por BARRERA MORATE *et al.* (1989) entre Castro Caldelas y Monforte de Lemos.

#### 4.6. LOS DEPÓSITOS EN EL R<sub>1000</sub>

A continuación se recogen las observaciones realizadas en los depósitos existentes (tabla 14) y se contrastan con las principales interpretaciones (tabla 15) de las que se tiene noticias (figura 22).

##### 4.6.1. El aluvial del Arroyo Covas (GONZÁLEZ LODEIRO *et al.*, 1974e)

Las cabeceras e interfluvios de los Arroyo Covas, Reconco y Alavenche definen aplanamientos entre 960 y 920 m. Estas zonas son periódicamente encharcadas y en ellas se desarrollan suelos de espesores métricos sobre un sustrato muy alterado.

Donde el sustrato es metamórfico (cuarcitas, areniscas y pizarras) se distinguen dos horizontes: orgánico el superior y arcilloso el inferior. El nivel arcilloso presenta colores abigarrados o marrón oscuro y contiene cantos dispersos e inmaduros de las litologías subyacentes.

Donde el sustrato es granítico (interfluvio Covas-Reconco) las arcillas superan los 3 m de potencia (PAGÉS, comunic. personal), presentan colores grisáceos y suelen estar recubiertas por un nivel alóctono de espesor métrico.

Este depósito es un conglomerado matriz-sostenido, parcialmente cohesionado, con esqueleto de cantos y bloques inmaduros (de cuarcita, cuarzo y esquisto alterado) y matriz de arena gruesa (de cuarzo y feldespato) con algunas gravas (de cuarcita). En algunos puntos este depósito se encuentra fosilizado por un recubrimiento edáfico.



**Figura 22.** Esquema geomorfológico del replano  $R_{1000}$  en los Llanos de Castro Caldelas. En los recuadros ampliados se indican los afloramientos sedimentarios más significativos (ver tabla 14). Leyenda de la figura 22: 1. borde de superficie de erosión, vertiente y pie de escarpe; 2 Escarpe de terraza erosiva: superficie-terracea (glacis-terracea), retazo; 3 Cresta de degradación fluvial; 4 Relieves residuales: colina cónica, tronco-cónico y castle kopje; 5 Relieve residual estructural (seudoapalachiano); 6 Crestón de cuarcita (hog back); 7 Escarpe de incisión fluvial (20-80 m); 8 Escarpe de deslizamiento (zona de sutura); 9 glacis recubierto por depósitos (negro), glacis erosivo o rampa (hueco); 10 Depósito de vertiente, abanico aluvial; 11 Escarpe de terraza con depósitos: retazo, terraza preservada; 12 Meandro abandonado, cauce colgado; 13 Valle de fondo plano; 14 Río, embalse; 15 Población; 16 Superficie de erosión (altura en hectómetros); 17 Nivel de terraza erosiva. B O Burgo, C Castro Caldelas, M A Medorra, Mo Montederramo, P Pombar, Pa Parada do Sil, PT Puebla de Trives, Q Quiroga, R Río, SM Santiago da Medorra, SP Sas de Penelas, T A Teixeira, V Vilamaior, VF Vilariño Frío.

Nº	LOCALIZACION	Alt. (m)	FORMACION
1	Casidón, Casitel	780-800	Eluvio-coluvial
2	al S de Casas dos Pelosos (Piñeiroá)	860-880	Formación Quiroga
3	O Burgo	880-900	Eluvio-coluvial
4	Sabugueiro de Abaixo	840-860	"
5	Gravera del Pozo da Lagóa	920-940	Manto de arroyada de Montederramo-A Medorra
6	Pombar (A Teixeira)	400-420	Eluvio-coluvial
7, 13	Llanos da Lagóa	960	Aluvial del Arroyo Covas
8	Granja COREN, Llanos do Rodicio	960	"
9	Interfluvio Reconco-Covas	960	"
10	Casetas do Rodicio	940-950	"
11	Arroyo Covas	940	"
12	Interfluvio Covas-Reconco	960	"
14	al E del Alto do Rodoiro	960	"
15	Acceso a Abelados	940-920	"
16	Cantera al S de Vidalén	940-920	"
17	As Corgas de Abaixo (A Medorra)	880-890	Manto de arroyada de Montederramo-A Medorra
18	Abeledos		"
19	Arroyo Broil (Vilapequena)	900	Manto de arroyada de Montederramo-A Medorra
20	Laboreiro	920, 880	"
22	al E de Ferrón	920	"
23, 30	Ctra. Leboreiro-Montederramo, km 3	920-940	"
24	Ctra. Leboreiro-Montederramo, km 3.7	920-940	"
25	Ctra. Leboreiro-Montederramo, km 4.5	920-940	"
26	Al W de la gravera del Pozo da Lagóa	900-920	"
27	Graña-Folgozo	900-940	"
28	Ctra. S. da Medorra-Bustelos, km 1.5	840-860	"
29	Río Alenza (Capela das Neves)	860-870	"
31	Medos-Casdelope	840-860	Eluvio-coluvial
32	Escombrera de Fontedoso	1040	Manto de arroyada de Montederramo-A Medorra
33	1 km al N de A Medorra	880-900	"
34	Granja COREN, Abeledos	920-940	"

**Tabla 14.** Situación de los afloramientos que se han identificado sobre los Llanos de Castro Caldelas; especificándose la Formación a la que tradicionalmente se asociaron. Ver figura de localización.

H max-H min	Localización	Depósito
960-940	interfluvio Maceda-Arroyo Covas	Arroyo Covas (ARCE <i>et al.</i> ,1974e)
940-900	Interfluvio Mao-Alenza	Montederramo-A Medorra (RUBIO y RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ,1981)
880-860	interfluvio Edo-Alenza	cabecera Río Edo (VERGNOLLE, 1990)
780-760	paleocauce del Río Penelas	Sas de Penelas (PLIEGO DONES <i>et al.</i> ,1981)
420-400	paleocauce del Río Edo	Pombar (A Teixeira) (PLIEGO DONES <i>et al.</i> ,1981)

**Tabla 15.** Distribución altimétrica y localización de los depósitos que se han identificado tradicionalmente en los Llanos de Castro Caldelas. Leyenda: H max-H min altura máxima y mínima que señalan los depósitos.

#### 4.6.2. El manto de arroyada de Montederramo-A Medorra (RUBIO y RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, 1981f; BARRERA MORATE *et al.*, 1989)

Esta formación sedimentaria se observa al NE de Montederramo, entre las cotas 940 y 920; encontrándose en la actualidad disectada por valles fluviales fósiles. El depósito es un aglomerado polimíctico, matriz-sostenido que fosiliza un paleorrelieve definido por un granito muy alterado.

Atendiendo a la matriz del depósito se distinguen dos facies: una limo-arenosa de colores abigarrados, hacia el E; y otra arcósica de tamaño arena, hacia el W. En ambos casos la madurez textural y estructural es baja, aunque aumenta hacia el E.

Hacia en N desaparecen el depósito y el manto de alteración; dejando ver en el granito una superficie grabada con morfologías de domos planos. Tan sólo en las laderas de un residual próximo a Laboreiro (921 m) se identificaron restos de terraza fluvial, incorporados a los depósitos de vertiente (afloramiento 20).

En la facies más occidental el esqueleto está formado por grandes bloques (de granito y esquisto muy alterado) y la matriz es una arena arkósica mal estratificada, con lentejones de cantos rodados, cantos blandos y en algunos casos, bloques de cuarcita y granito. En esta mismo sector los aluviales actuales (afloramiento 19) presentan esqueleto de cantos y bloques (de granitoide y cuarcita) y matriz limosa rica en materia orgánica.

En algunos puntos de la facies occidental se observan dos episodios diferenciados, separados por una cicatriz erosiva. En el afloramiento 22, el nivel basal presenta matriz de arena gruesa (de cuarzo) y esqueleto de cantos y gravas (de cuarcita); y está fosilizado por un nivel con matriz de gravas (de esquisto y cuarcita) y esqueleto de bloques (de cuarcita). En el caso del afloramiento 32 el nivel basal es de bloques (de cuarcita) y está fosilizado por una secuencia rítmica, de arenas (de cuarzo) y materia orgánica, de espesores centimétricos.

Por su parte, la facies oriental (afloramiento 23) tiene una matriz limo-arcillosa (de cuarzo, feldespato, moscovita y esquisto) y esqueleto de cantos rodados (de esquisto, principalmente) con el eje largo orientado en dirección N45E (esquistos) a N20W (cuarcitas) (tabla 16). La matriz presenta coloraciones abigarradas, pseudostratificación e intercalación de lentejones erosivos parcialmente estratificados. Estos lentejones (afloramientos 28 y 29) tienen esqueleto de bloques (de cuarcita y granito alterado) y matriz de gravas (de cuarcita y esquisto) y arena muy gruesa (de cuarzo).

D	310°	330°	0°	4°	20°	32°	46°	52°	66°	70°	Dm	Dmt
Cc	2	1	1	-	2	-	-	-	-	-	345°	20°
Esq	-	-	-	1	-	1	2	2	1	1	46°	

**Tabla 16.** Dirección del eje largo en cantos elongados de cuarcita y esquisto; depósito de S. da Medorra (afloramiento nº 28). Leyenda: D dirección (en grados medidos hacia el E); Cc canto de cuarcita; Esq canto de esquisto; Dm orientación media; Dmt dirección media total.

#### 4.6.3. Las facies torrenciales de la Formación Quiroga (VERGNOLLE, 1990) en la cabecera del Río Edo

En la cabecera del Río Edo, en su margen izquierda (2), se reconocieron las *facies torrenciales* de la *Formación Quiroga* (VERGNOLLE, 1990). El depósito está muy desmantelado; y recubre parcialmente una superficie-terrazza situada a +40/60 m del curso actual. La terraza es un conglomerado con cantos rodados (de cuarcita); en la que se intercalan niveles de limos y niveles de arenas con gravas, que incluyen lentejones (de cantos y gravas) y algunos cantos blandos.

El nivel superior de la terraza es grano-sostenido; los cantos están imbricados; y la dirección que señala el eje largo es WNW-ESE (tabla 17). Por el contrario el nivel inferior es matriz-sostenido, y presenta una matriz muy abundante. En conjunto, el depósito muestra gran madurez textural y estructural.

D	89°	96°	104°	116°	128°	134°	146°	Dm
Cc	1	1	1	5	1	1	1	115

**Tabla 17.** Dirección del eje largo en cantos elongados de cuarcita; depósito del Río Edo (2).  
Leyenda: D dirección (en grados medido hacia el E); Cc canto de cuarcita; Dm orientación media.

#### 4.6.4. Eluvio-coluviales en Sas de Penelas, cabecera del Arroyo Castoi y Río Edo, en A Teixeira (PLIEGO DONES *et al.*, 1981; REY DE LA ROSA *et al.*, 1984)

La última formación superficial que se recoge en este estudio engloba tres depósitos, tradicionalmente considerados eluvial-coluviales.

El primer depósito se suele cartografiar al SW de Sas de Penelas. La observación de campo reveló la existencia de un depósito conglomerático matriz sostenido, compuesto por arcillas verdes y algunas gravas (de cuarzo) y bolos (de granito) dispersos (afloramiento 1). Este depósito se encuentra a la salida de las torrenteras que surcan la Serra do Burgo y llegan a fosilizar el paleocauce del Arroyo Penelas. Todas estas observaciones permiten reinterpretarlo como un depósito aluvial-torrenciales reciente.

El segundo depósito se cartografía en la Cabecera del Arroyo Castoi (afloramiento 31), sin embargo las observaciones realizadas en él llevan a reinterpretarlo como un manto de alteración pelicular y generalizado.

El tercer depósito aquí referido se encuentra en las inmediaciones de A Teixeira (afloramiento 6); y estaría englobado en un extenso eluvial-coluvial que recubriría todo el valle del Río Edo en su tramo final. Las observaciones realizadas revelan la existencia de un nivel de cantos rodados muy desmantelado a 400-420 m, que se hace corresponder al nivel de terraza + 60/80 m del Río Edo.



CAPÍTULO 5

***EVOLUCIÓN DE LA RED  
FLUVIAL ACTUAL***

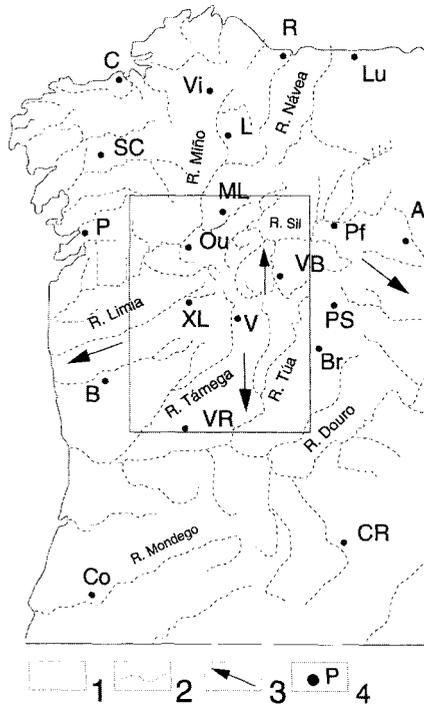


## 5. EVOLUCIÓN DE LA RED FLUVIAL ACTUAL

### 5.1. INTRODUCCIÓN

En el SE de Galicia se diferencian tres grandes cuencas fluviales: Miño-Sil, Limia y Duero, esta última representada por el Río Tamega (figura 23). El área estudiada corresponde a las hojas del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:100.000 de Monforte de Lemos (4-5) y Xinzo da Limia (4-6).

Con anterioridad a este trabajo otros autores han estudiado estos cursos. En el Río Miño destacan los trabajos de TEIXEIRA (1952), NONN (1966), PÉREZ ALBERTI (1978), ARAUJO (1982 y 1990), SOARES DE CARVALHO (1988) y PEREIRA (1991); en el Río Bibei el de HERNÁNDEZ-PACHECO (1949); en el Río Cabe el de DE GROOT (1974) y en el Río Sil los de HERNÁNDEZ-PACHECO (1949), VIDAL BOX (1941) y HERAIL (1984).



**Figura 23.** Localización de la región estudiada dentro del contexto del NW peninsular. Leyenda: 1 Región estudiada con más detalle. 2 Río. 3 Sentido de las grandes tendencias fluviales. 4 Población: A Astorga, B Braga, Br Bragança, C Coruña, Co Coimbra, CR Ciudad Rodrigo, L Lugo, Lu Luarca, ML Monforte de Lemos, Ou Ourense, P Pontevedra, Pf Ponferrada, PS Puebla de Sanabria, R Ribadeo, SC Santiago de Compostela, V Verín, Vi Villalba, VB Viana do Bolo, VR Vila Real, XL Xinzo da Limia.

Tradicionalmente, la falta de datos cronológicos absolutos, ha obligado a basar el cálculo de los gradientes fluviales y de la magnitud erosiva, en criterios de alturas y pendientes de superficies. Algunos autores (VIDAL BOIX, 1941; TEIXEIRA, 1952; PÉREZ ALBERTI, 1978) optaron por relacionar alturas y niveles de terraza a lo largo del cauce actual; llegando a determinar, en algunos tramos, los gradientes de cursos fluviales.

Otros autores compararon niveles de terraza y superficies (HERNÁNDEZ PACHECO, 1949; NONN, 1966; DE GROOT, 1974; HERAIL, 1984; MARTÍN SERRANO, 1989, 1994a y b); llegando a relacionar las morfogénesis fluvial y regional. Sin embargo, la correlación por alturas, como único criterio, no parece suficiente para entender la morfogénesis regional de nuestra zona. Máxime cuando tradicionalmente se la supone afectada por una tectónica con movimientos en la vertical (*morfología en teclas de piano*), que complicarían el esquema morfogenético.

En este trabajo se detallan todas las superficies terraza (con o sin depósito) que están en el área inmediata a los cursos actuales. Con ello se ha pretendido detallar el proceso de incisión de la red en las superficies antiguas (hasta el R<sub>1000</sub>) y la generación de las superficies más modernas. El problema, como siempre, ha sido identificar las superficies por su altura relativa (tabla 18); ya que por el momento apenas existen otros criterios.

REPLANO	REF.	ALTURA
Serra de Queixa	R <sub>1600</sub>	1700-1300
Chaguazoso	R <sub>1400</sub>	1500-1300
Serra do Burgo	R <sub>1200</sub>	1300-1100
Castro Caldelas	R <sub>1000</sub>	1000-700
Baldriz	R <sub>800</sub>	900-700
Xinzo da Limia	R <sub>600</sub>	700-600
Chantada	R <sub>500</sub>	600-500
Sabadelle	R <sub>400</sub>	500-300

**Tabla 18.** Topónimo, código de referencia y distribución altitudinal, en metros, de los replanos cartografiados en el área estudiada.

## 5.2. LA CUENCA MEDIA Y BAJA DEL RÍO SIL

Los principales afluentes del Río Sil en su tramo medio-bajo son los Ríos Lor, Bibei, Mao y Cabe. A grandes rasgos, se distinguen en esta cuenca las siguientes características: 1) El nivel de base regional está definido por el propio Sil; este río presenta un perfil longitudinal con una pendiente mínima (0.2%) entre Puente de Domingo Flórez y su confluencia al Miño en Os Peares. 2) En conjunto, la cuenca del Sil presenta dos tramos

de rejuvenecimiento que coinciden con los límites superior e inferior del replano de Castro Caldelas ( $R_{1000}$ ). 3) En algunos ríos las pendientes de los perfiles longitudinales son muy bajas (Ríos Sil y Bibei). 4) Existen algunos cursos fluviales que presentan tramos de pendiente suave, separados por otros con gran pendiente y encajamiento (Ríos Návea y Xares). 5) Existen retazos de una red con perfiles longitudinales de suaves pendientes y encajamiento epigénico (Ríos Conso, Camba, Mao y el Arroyo de Sas de Penelas); lo que parece indicar que otros tramos pertenecen a un tratado antiguo de la red aun sin rejuvenecer.

### **5.2.1. El Río Bibei**

De todos los afluentes, el Río Bibei es el más largo (figura 24). Corre de NE a SW en su tramo superior, pasando a una dirección meridiana (S-N) en Pías. Este río sufre bruscos y acentuados cambios de dirección y presenta un encajamiento epigénico de su tramo meandriforme. La variación de la pendiente, a lo largo del perfil longitudinal del río (figura 25), permite distinguir tres tramos: 1) el tramo de cabecera, aguas arriba de Porto (2.5%); 2) entre Porto y Viana do Bolo (1.4%); y 3) aguas abajo de Viana do Bolo (1.2%).

En la mayor parte de su recorrido el Sil ha conseguido un perfil suave y uniforme. En el tramo medio (Viana do Bolo-Porto) se observa un encajamiento próximo a los 500 m que da lugar a un escarpe de retroceso en el perfil, que se sitúa en las proximidades de Pías. Actualmente el retroceso del escarpe es muy acentuado, por encima del replano  $R_{1000}$  y señala el comienzo del tramo de cabecera. Por el contrario, en los Ríos Xares y Návea el escarpe de retroceso deja, aguas arriba, tramos relativamente llanos, lo que indica un menor grado de madurez.

### **5.2.2. El Río Xares**

El perfil del Río Xares es más quebrado que el del Río Bibei (figura 25). Su curso presenta dos escarpes de retroceso en las proximidades de Barxa y Prada (Riomao), con pendientes del 6.7% y 11%, respectivamente. Los escarpes separan tres tramos relativamente planos: aguas abajo de Barxa (1%), entre Barxa y Prada (0.8%) y aguas arriba de Prada, entre Prada y Xares (1.4%).

Aguas arriba de Xares (900 m) comenzaría el tramo de montaña. Por el grado de incisión lineal se podría distinguir dos zonas: 1) una zona inferior, muy evolucionada y encajada, que se situaría aguas abajo de Prada; y 2) una zona superior, aguas arriba de Prada, caracterizada por un valle amplio y sin encajar

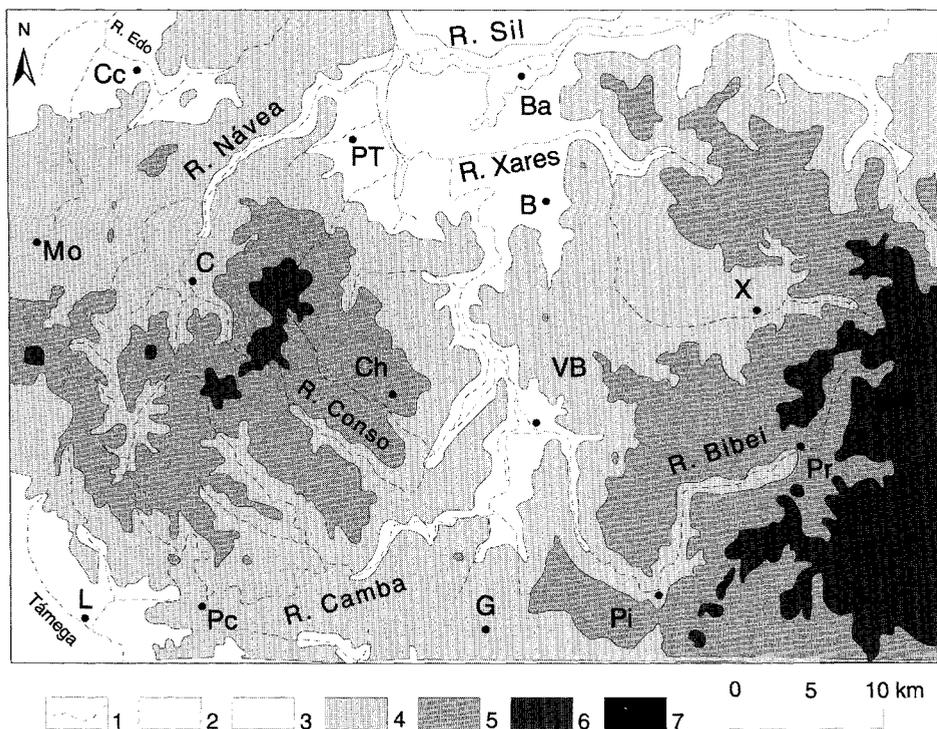
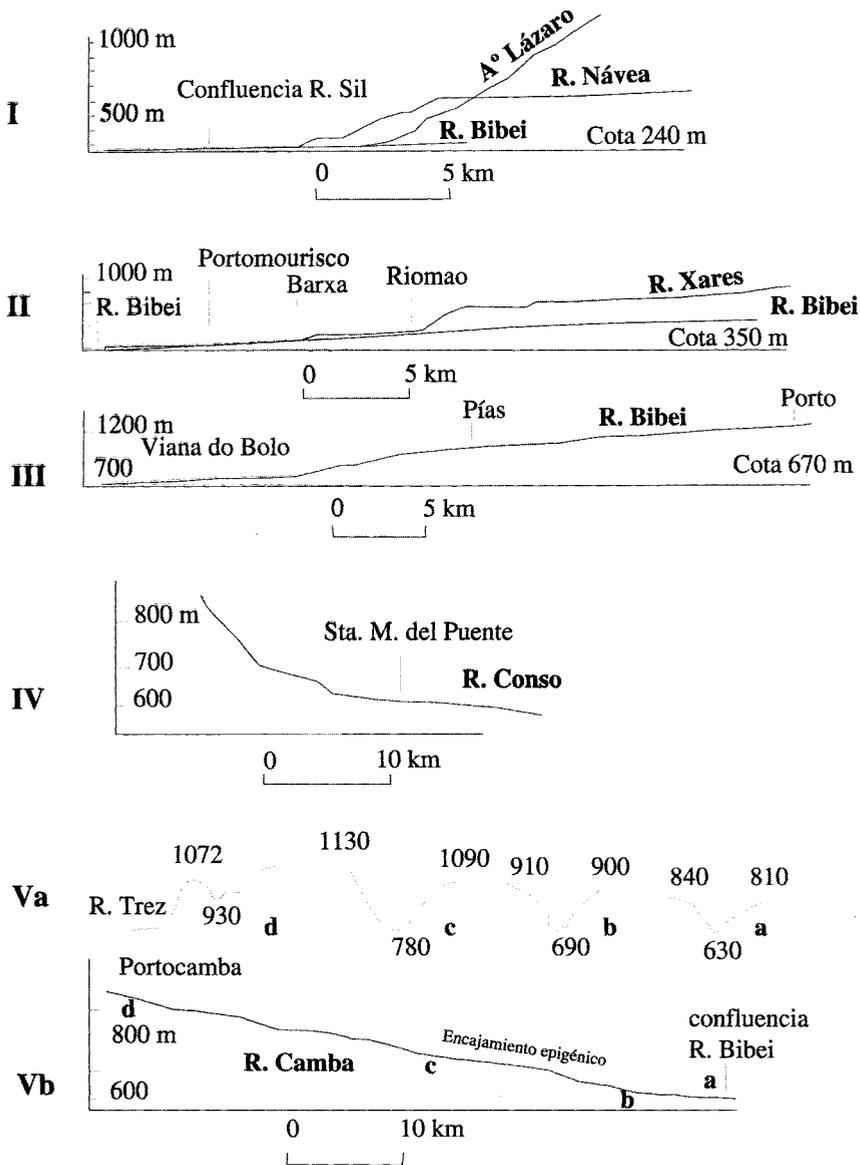


Figura 24. Esquema topográfico de la cuenca del Río Bibeí, afluente del Río Sil en su tramo medio. Nótese el pronunciado acodamiento en el trazado de los Ríos Camba y Bibeí, capturados por el Río Sil. Leyenda: 1 Río. 2 200-400 m. 3 400-800 m. 4 800-1200 m. 5 1200-1600 m. 6 1600-2000 m. 7 2000-2200 m. Población: B O Bolo, C Chandrea de Queixa Cc Castro Caldelas, Ch Chaguazoso, G A Gudiña, L Laza, M Manzaneda, Mo Montederramo, Pc Portocamba, Pi Pías, Pr Prada, PT Puebla de Trives, VB Viana do Bolo, X Xares.

### 5.2.3. El Río Navea

Al Río Navea confluyen los cursos de la zona occidental de la Serra de Queixa (figura 25). El tramo inferior forma parte del *Pais de Valles* (HERNÁNDEZ-PACHECO, 1949) y el superior se podría considerar que atraviesa los restos del Replano  $R_{1000}$ .

El escarpe entre los dos tramos tiene una pendiente media del 6.3%. En detalle se observan dos rupturas: la inferior, con una pendiente del 3.4%, parece corresponder a un rejuvenecimiento de ámbito local, definido por el Sil-Bibeí. Este escarpe se correlaciona con la  $T_3$  (+60 m) del Río Sil (HERNÁNDEZ-PACHECO, 1949). La ruptura superior, con una pendiente del 7.5%, representa el paso del  $R_{1000}$  al *Pais de Valles*.



**Figura 25.** Perfiles longitudinales de los principales afluentes de la cuenca del Río Bibei; afluente del Río Sil en su tramo medio; modificado a partir de las figuras 3, 4, 6, 9 y 10, (HERNÁNDEZ-PACHECO, 1949). Leyenda: I Río Návea y Arroyo San Lázaro. II Ríos Xares y Bibei III Tramo medio del Río Bibei. IV Río Conso. Va Secciones transversales ESE-WSW en el perfil Vb del Río Camba: a confluencia con el Río Bibei, b tramo con acentuada epigenia, c tramo medio, d en la divisoria con el Río Trez, afluente del Támega. Vb Río Camba, tramos medio e inferior.

#### **5.2.4. El Arroyo de San Lázaro**

La vertiente septentrional de la Serra de Queixa está degradada por torrentes montañosos; en estos cursos la pendiente de los perfiles longitudinales suele ser muy alta. Un curso representativo es el Arroyo San Lázaro (figura 25), con una pendiente del 5.5%.

#### **5.2.5. Los Ríos Camba y Conso**

El Río Camba y el Río Conso son afluentes del Río Bibeí por su margen izquierda (figura 25) y drenan la vertiente oriental de la Serra de Queixa. La pendiente media del Río Camba es escasa (0.8%); y su sinuosidad grande. En el tramo superior existen varios meandros epigénicos. Sin embargo, el encajamiento de este río rara vez supera los 250 m; un valor mucho menor al del resto de los cursos de la cuenca del Bibeí. Por otra parte su escarpe de retroceso no ha llegado a afectar al tramo medio.

#### **5.2.6. El Río Lor**

El Río Lor es un curso fluvial con indicios de antedecencia (figura 26). En su tramo final, aguas abajo de la confluencia del Arroyo de Lózara, la incisión es muy pronunciada (en torno a los 500 m) y el perfil longitudinal es muy suave (0.75%). Además existe una superposición de un trazado meandriforme, que deja colgados depósitos de terraza antigua a distintas alturas.

La dirección predominante (NE-SW) presenta algunas inflexiones N-S que parecen estar condicionadas por fracturas hercínicas que podrían haber sido reactivadas en el Alpino. Aguas arriba del Arroyo Lózara, una pendiente del 7% marcaría el tramo torrencial de cabecera.

#### **5.2.7. El Río Mao**

El Río Mao (figura 26) recorre los Llanos de Castro Caldelas ( $R_{1000}$ ) con una pendiente muy suave (1.3%); aunque presenta síntomas de encajamiento. La incisión ronda los 100 m de altura y se conserva un desarrollo generalizado de amplias superficies-terrazza. Además, aguas abajo de la Presa del Mao, abandona el  $R_{1000}$  confluyendo con el Sil en un tramo con una pendiente del 11.2%, en un salto de 550 m.

El Río Mao se diferencia del Río Camba en el grado de sinuosidad. La sinuosidad del Mao resulta de numerosos codos fluviales y no parece deberse al encajamiento de un curso divagante. Estos acodamientos parecen señalar la captura de una red orientada SE-NW por otra, más moderna, y de dirección SW-NE. Una última característica de este curso es su confluencia con el Río Sil; en sentido obsecuente (SW-NE) a la corriente actual del Sil.

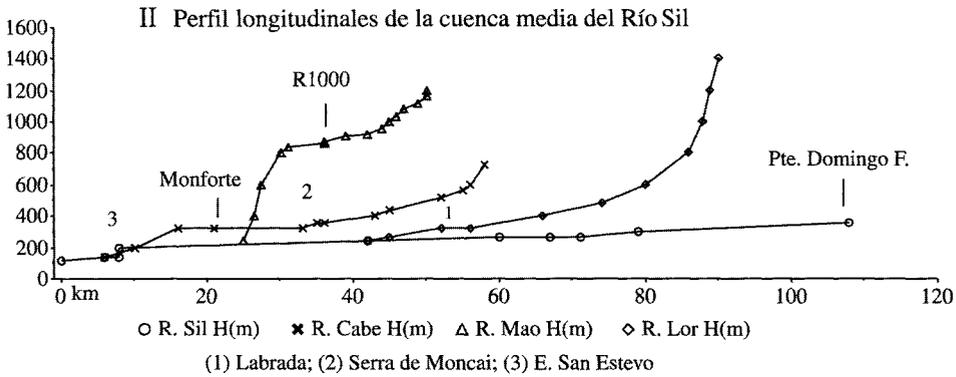
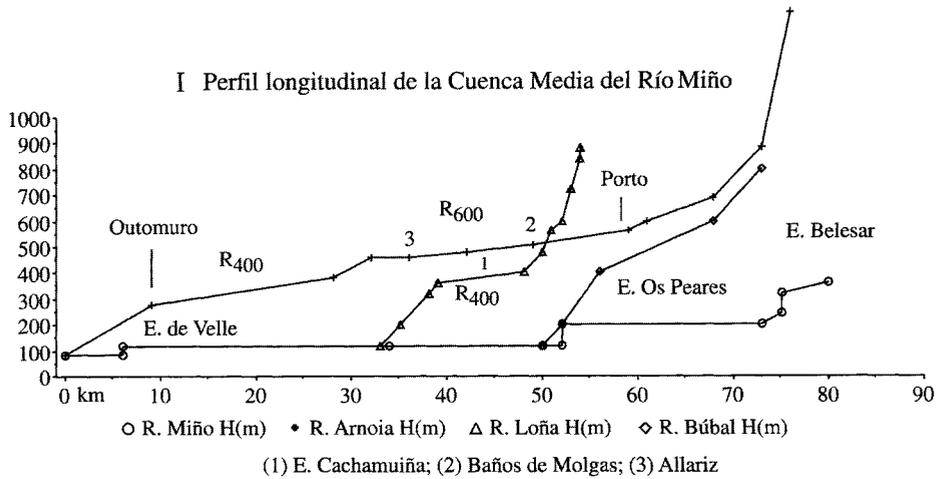


Figura 26. Perfiles longitudinales: I Cuenca media del Río Miño; II Cuenca media del Río Sil.

### 5.2.8. El Río Cabe

El Río Cabe se puede dividir en tres tramos llanos separados por dos tramos encajados (figura 26). La tendencia general es NE-SW, excepto en el tramo inicial, de dirección E-W. En este primer segmento el río se encaja unos 300 m en el  $R_{1000}$  y la pendiente del perfil longitudinal es relativamente suave (1.7%).

Cuando entra en la Cuenca de Monforte de Lemos lo hace en dirección NNE-SSW. Dentro de la fosa se pueden distinguir dos zonas llanas separadas por un pequeño escalón de 60 m de altura y una pendiente del 2%. El escalón se desarrolla al atravesar la Serra de Moncai.

Una vez cruzada la Serra de Moncai, la tendencia general (NE-SW) se ve afectada por varias inflexiones de dirección N-S. Estos acodamientos se acentúan en el borde SW de la Fosa de Monforte de Lemos.

El escarpe más importante se localiza al S de la Fosa; entre Canabal (Sober) y la confluencia con el Río Sil. En este sector el Cabe salva una altura de 120 m con una pendiente moderada (1.8%) y un encajamiento medio de 400 m. Así pues, el Cabe se caracteriza por tener dos tramos encajados, uno a la entrada y otro a la salida de la Fosa de Monforte de Lemos.

### 5.3. LA CUENCA MEDIA DEL RÍO MIÑO

#### 5.3.1. El Río Miño

En este sector, y dentro de la zona que estudiamos, el Miño sólo tiene un afluente de importancia: el Arnoia. La pendiente media del Río Miño entre Chantada y la confluencia del Arnoia es muy baja, 0.35% (figura 26).

Aguas arriba de la confluencia del Río Sil, el Miño se ha encajado unos 400 m en el Replano de Xinzo da Limia ( $R_{600}$ ). En este sector la incisión lineal ha conservado la trayectoria meandriforme, como en Nogueira do Miño. A partir de Os Peares, el Miño abandona la dirección N-S, orientándose NE-SW hasta llegar a Ribadavia. En este segundo tramo, el encajamiento inicial se amplía lateralmente por desmantelamiento del Replano de Sabadelle ( $R_{400}$ ). Aguas abajo de Ribadavia, el Miño retoma un curso meridiano (N-S) para cortar transversalmente las Serras do Faro de Avión y Peneda-Laboreiro; lo que podría interpretarse como un signo de antecendencia.

#### 5.3.2. El Río Búbal

En Os Peares confluyen con el Miño los Ríos Sil y Búbal. En este último (figura 26) el tramo de cabecera se desarrolla en dirección WNW-ESE sobre el  $R_{600}$ , con un encajamiento mediano (menor de 80 m), una pendiente moderada (1.6%) y un desarrollo de amplias superficies-terrazza. Por el contrario, el tramo final, presenta un encajamiento de 400 m y una pendiente del 4.6%.

#### 5.3.3. El Río Loña

El Río Loña presenta dos tramos diferenciados. El primero sobre el  $R_{400}$  y con una dirección NNE-SSW; el segundo correspondería al encajamiento del curso cuando abandona el replano con una dirección ESE-WNW (figura 26). El enlace entre los dos tramos están separados se hace mediante un cambio de dirección en las inmediaciones del Embalse de Cachamuiña.

En el primer tramo el Loña atraviesa encajándose en ella una pequeña cuenca sedimentaria (Loña Grande) definiendo varios niveles de terrazas colgadas. En el segundo tramo es cuando se encaja unos 100 m en el  $R_{400}$  con fuerte gradiente y dirección obsecuente a la actual del Miño.

#### 5.3.4. El Río Arnoia

Si exceptuamos el sector de cabecera, el Río Arnoia tiene tres tramos separados por discontinuidades (figura 26). En el tramo inicial, entre Prado y Porto, el río se encaja en el  $R_{800}$  en dirección SE-NW y baja pendiente (1%). En las proximidades de Porto un escarpe del 2% da paso al segundo tramo; que se desarrolla totalmente sobre el  $R_{600}$ , con una pendiente media del 0.37%. Sobre este replano se pueden caracterizar tres segmentos: 1) la Cuenca de Maceda, 2) el encajamiento en el colector a la salida de la fosa, y 3) el borde degradado del replano  $R_{600}$ .

A su paso por la Cuenca de Maceda el Río Arnoia se encaja en la inmediaciones del borde S, manteniendo la dirección SE-NW. En Baños de Molgas se acoda hacia una dirección NE-SW; encajándose unos 80 m hasta llegar a las inmediaciones de Xunqueira de Ambía. A partir de esta población empieza a abrirse, labrando un fondo de valle plano directamente sobre el sustrato granítico. Un poco más abajo de Allariz un escalón del 2% y un encajamiento en torno a los 100 m, da paso al replano  $R_{400}$ .

Una vez en el  $R_{400}$ , entre A Merca y Outomuro, el Arnoia se encaja ligeramente hacia el borde meridional del  $R_{400}$ ; la incisión nunca supera los 80 m, ni la pendiente el 0.5%. Sin embargo aguas abajo de Outomuro se acentúan progresivamente el encajamiento y la pendiente media; que llegan a señalar valores en torno a los 200 m y 2.2%, respectivamente. Al final la confluencia al Miño se realiza con una dirección S-N; en sentido obsecuente a la actual del Río Miño.

#### 5.4. LA CUENCA DEL RÍO LIMIA

El Río Limia mantiene una orientación constante NE-SW. En su perfil longitudinal (figura 27) se observan dos escarpes de rejuvenecimiento que dividen el curso en tres tramos; todos con pendientes menores del 0.5%. El tramo de cabecera se desarrolla íntegramente sobre el  $R_{600}$ ; el tramo intermedio se encaja en un replano  $R_{400}$ ; y el tramo final marcaría una prolongación relacionada con el nivel de base atlántico.

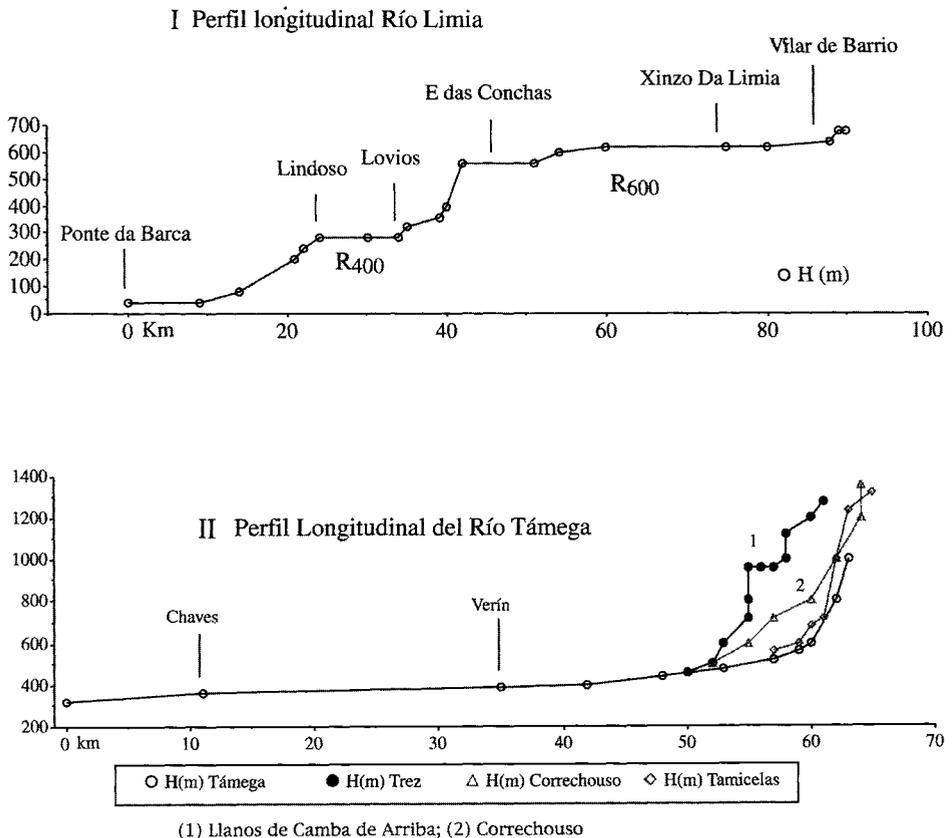
Analizando con más detalle el tramo de cabecera se distinguen tres sectores: la cabecera s.s., la Cuenca de Antela y el Embalse das Conchas.

La cabecera se sitúa en las proximidades de Vilar de Barrio y define un estrecho interfluvio con la Fosa de Maceda. Este interfluvio constituye un pedimento granítico con relieves residuales del replano  $R_{800}$ .

La Cuenca de Antela tiene un régimen semiendorreico, con áreas periódicamente encharcadas. En este sector, hasta los años cincuenta, existió una laguna; recientemente, la apertura de zanjas de drenaje ha producido una disminución del nivel freático y la desecación de la laguna. El perfil longitudinal del río, en este sector, tiene una pendiente del 0.17%.

El último sector del tramo de cabecera se encuentra en torno al Embalse das Conchas. En este sector se observa un valle de fondo plano con encajamiento pequeño (inferior a 50 m) y un perfil longitudinal con una pendiente muy baja (0.5%).

Entre los tres sectores del tramo de cabecera se observan dos pequeños escalones. En Vilar de Barrio el escalón es corto pero acusado (4%); y está bien conservado. Por el contrario, el escarpe que se encuentra a la salida de la Cuenca de Antela, en Ponteliñares, tiene una pendiente mínima (0.6%).



**Figura 27.** Perfiles longitudinales: I Río Limia; II Río Támega.

Como se dijo antes, el tramo intermedio se encaja en un replano  $R_{400}$ ; y se sitúa en las proximidades de Aceredo. En este sector el curso fluvial define un valle de fondo plano; y corta las Serras de Santa Eufemia-Monte Quinxo con un encajamiento medio de 200 m.

En las proximidades de Lindoso un nuevo encajamiento corta la Serra da Peneda, en esta ocasión con una pendiente del 2%. Aguas abajo de Ermelo comenzaría el tercer tramo; en el que el cauce del Río Lima-Limia corresponde al nivel de base atlántico.

En conjunto, el Lima-Limia presenta varias características significativas: 1) mantiene una dirección NE-SW de forma constante; ni siquiera alterada al cortar las diversas sierras que atraviesa (lo que indica cierta antecedencia); 2) una parte significativa de su perfil se gradúa con el nivel de base atlántico; 3) su perfil longitudinal presenta varios escalonamientos que separan largos tramos con pendientes muy bajas (lo que parece indicar retroceso erosivo, o diferencias litológicas, o escalonamientos tectónicos).

### 5.5. LA CUENCA DEL RÍO TÁMEGA

El Río Támega se caracteriza por dos motivos: 1) Su perfil longitudinal tiene unas pendientes muy bajas, que nunca superan el 0.5%; y 2) la red adapta su curso a direcciones estructurales alpinas (figura 27).

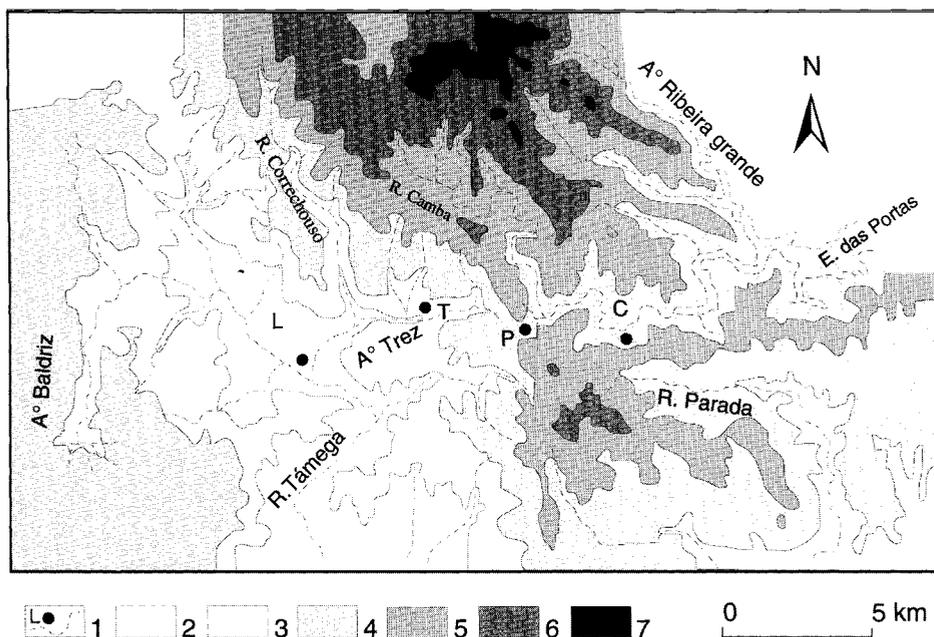
A grandes rasgos se pueden distinguir tres tramos; de cabecera a confluencia serían: El Valle de Laza, la Fosa de Chaves-Verín y el colector de salida de la fosa.

El tramo del Valle de Laza corresponde a la prolongación meridional de la Falla de Maceda (NW-SE). En este tramo el río circula encajado unos 300 m; y forma un valle de fondo plano sobre depósitos aluvio-coluviales terciario-cuaternarios (BARRERA MORATE *et al.*, 1989).

A partir de Nocedo, el Támega vira a una dirección N-S y se abre a la fosa de Chaves-Verín. Esta dirección la mantendrá a lo largo de todo el tramo, hasta Vilarinho das Paraneiras. Llegado este punto toma una orientación NE-SW, encajándose unos 500 m en el  $R_{800}$  a tope de las Serras de Alvao y Terra de Basto.

En el tramo del Valle de Laza (figura 28) se observa que la tendencia general (NW-SE) es modificada localmente por un tramo de dirección NE-SW. Además de esta inflexión se observan varias anomalías de los ríos afluentes en el entorno del Valle de Laza

Por una parte los Ríos Támega y Correchoso definen dos valles a escasa distancia (5 km); y con una dirección paralela (NNW-SSE). Sin embargo las pendientes de sus perfiles longitudinales son marcadamente desiguales. En el caso del Támega, el valle es ancho, su fondo es plano y está recubierto por depósitos que según BARRERA MORATE *et al.* (1989) son aluvio-coluviales de edad terciario-cuaternaria. En este tramo la pendiente del perfil longitudinal es muy tendida (0.6%). Por el contrario el Río Correchoso se encaja profundamente en un valle angosto con una alta pendiente (4.8%) y sin dejar apenas depósitos.



**Figura 28.** Esquema topográfico de la vertiente sur de la Serra de Queixa-San Mamede. Detalle de las cabeceras de los Ríos Támeiga y Camba; nótese la fuerte erosión remontante del Arroyo Trez que puede inducir la captura del Río Camba. Leyenda: 1 Río. 2 400-600 m. 3 600-800 m. 4 800-1000 m. 5 1000-1200 m. 6 1200-1400 m. 7 1400-1600 m. Población: C Campobeceros, L Laza, P Portocamba, T Trez.

Por otra parte, en las proximidades de Portocamba, se observa una divisoria de aguas muy desigual entre las cuencas del Río Camba y el Arroyo de Trez. En la vertiente N el desnivel hacia el Río Camba es de 61 m; mientras que en la vertiente S, el desnivel hacia el Río Trez es de 325 m (figura 25). Esta diferencia de alturas amenaza la captura del Río Camba por la Cuenca del Támeiga-Duero.

En las proximidades de Correchouso se observa otra divisoria asimétrica. La vertiente E corresponde al valle del Río Correchouso; y presenta un desnivel inferior a los 100 m. En el margen W el Arroyo Tamicelas salva un desnivel de 340 m con una pendiente del 12%. La erosión remontante inducida por el Arroyo Tamicelas amenaza la captura del Río Correchouso en su tramo de cabecera.

Por último, se observa una continuidad longitudinal entre la cabecera del Arnoia y el Río Támeiga. En la estación de tren de Prado-Alberguería el collado señala un nivel de base en torno a los 800 m.

CAPÍTULO 6

***VESTIGIOS DE ANTECEDENCIA  
EN LA RED FLUVIAL***



## 6. VESTIGIOS DE ANTECEDENCIA EN LA RED FLUVIAL

### 6.1. INTRODUCCIÓN

El análisis de la red fluvial (figura 29) revela cuatro grandes orientaciones que se superponen, modificándose parcialmente: ENE-WSW, NE-SW, N-S y NW-SE. Estas tendencias están ligeramente modificadas por otras tres tendencias, de carácter local: SW-NE, SE-NW y S-N (figura 32).

Dada la escasez de sedimentos fluviales en la zona estudiada; el análisis de capturas fluviales (figura 36), realizado a partir de criterios poco usuales como identificación de posibles terrazas erosivas y paleo-canales (figuras 31, 33, 34 y 35) constituye el único modo de establecer aproximadamente una cronología relativa de procesos y deducir la antigüedad de la red fluvial.

### 6.2. LAS TENDENCIAS FLUVIALES MÁS SIGNIFICATIVAS

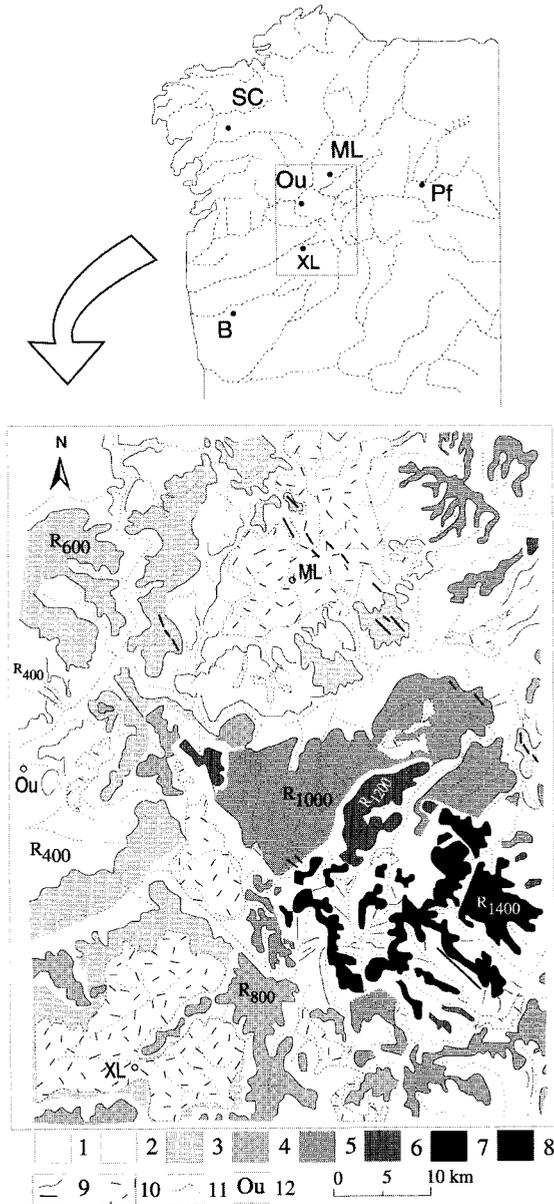
La dirección ENE-WSW se observa en dos tramos del Río Sil (Quiroga-Os Peares y Puente de Domingo Flórez-Montefurado). A escala peninsular esta lineación coincide con la definida por los Ríos Ulla (tramo medio); Duero (Zamora-Aranda de Duero); Tajo (Toledo-Alcántara); y Guadalquivir (Andújar-Sevilla).

La red NE-SW está caracterizada por los Ríos Limia, Lor, Arnoia y Cabe; y a escala regional se puede correlacionar con la lineación que marcan las Rías Baixas y los tramos finales de los ríos que desembocan en ellas: Tambre, Ulla, Léz y Miño.

La dirección N-S se reconoce en el Río Miño, aguas arriba de la confluencia del Río Sil; y en el Río Támega, a su paso por la Depresión de Chaves-Verín.

La tendencia NW-SE estaría representada en la vertiente meridional de la Serra de Queixa por los Ríos: Támega (Valle de Laza), Correchouso, Camba, Ribeira Grande, Ribeira Pequeña y Conso. A escala regional esta dirección sigue el patrón de la red que drena el margen oriental de la Cuenca del Duero; aunque parece corresponder a procesos heterócronos.

En cuanto a las tendencias de carácter local; la dirección SW-NE orienta los Ríos Návea y Mao; la dirección SE-NW modifica puntualmente los Ríos Mao y Arnoia; y la red S-N estaría caracterizada en los valles medio y bajo de los Ríos Camba y Bibe; y en el tramo Montefurado-Quiroga del Río Sil.



**Figura 29.** Localización de la región estudiada. Esquema simplificado de los replanos cartografiados. 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.

### 6.3. DIRECCIÓN ENE-WSW

El Sil es el curso más representativo de esta tendencia (figura 32-2). Este río muestra algunas características significativas: 1) Corta perpendicularmente las Serra de Auga Levada (887 m) y Marroxo-Monte Vidual (816 m); estos relieves, alineados en dirección NW-SE, han sido interpretados como residuales estructurales de una superficie de erosión poligénica premiocena (SOLÉ, 1983; MARTÍN-SERRANO, 1988); 2) Evita la Fosa de Monforte, encajándose en el lado S del borde meridional; 3) La disección se realiza perpendicularmente a los retazos de superficie que forman sus márgenes ( $R_{1000}$  y  $R_{600}$ ); en el sector Quiroga-Os Peares los dos márgenes buzan al N; 4) Dos de sus afluentes principales (Río Cabe y Lor) se encajan a contrapendiente de la topografía, sobre el replano  $R_{600}$ ; 5) Un nivel de base a 550 m (figura 32) señala el techo del último encajamiento, estimado en 300 m; superando los 60 m apuntados para el encajamiento plio-cuaternario del Río Mero (ESCUER y VIDAL ROMANÍ, 1987); 6) Puntualmente el encajamiento ha permitido la acumulación de depósitos, confirmando al valle una morfología de fondo plano.

Según VERGNOLLE (1990) el Sil habría sufrido una inversión del sentido de su circulación a lo largo del Terciario superior (de WSW-ENE a ENE-WSW). Esta investigadora basa su hipótesis en dos observaciones: 1) La similitud de facies entre las arcosas de Monforte (De Groot, 1974) y las arkosas de la *Formación Monforte* (VERGNOLLE, 1990) y 2) En la necesidad de un área madre occidental para las arcosas y su posible evacuación hacia el Río Lor por Puebla de Brollón (475 m) (DE GROOT, 1974).

VERGNOLLE (1990) propone una dirección de corriente para el Río Lor que permita el transporte de las arcosas hacia Quiroga y su sedimentación en esta cuenca. Justifica la similitud de facies en la pequeña distancia que existe entre las cuencas (20 km); lo que permite suponer una mínima reelaboración del material. Según este razonamiento durante el Mioceno el sentido de la corriente habría sido aproximadamente de W a E. Según VERGNOLLE (1990) la *Formación Quiroga*, está tectonizada y es fosilizada en discordancia angular por la *Formación Monforte*; por lo que propone una fase tectónica pre-Mioceno superior (VERGNOLLE, 1990).

### 6.4. DIRECCIÓN NE-SW

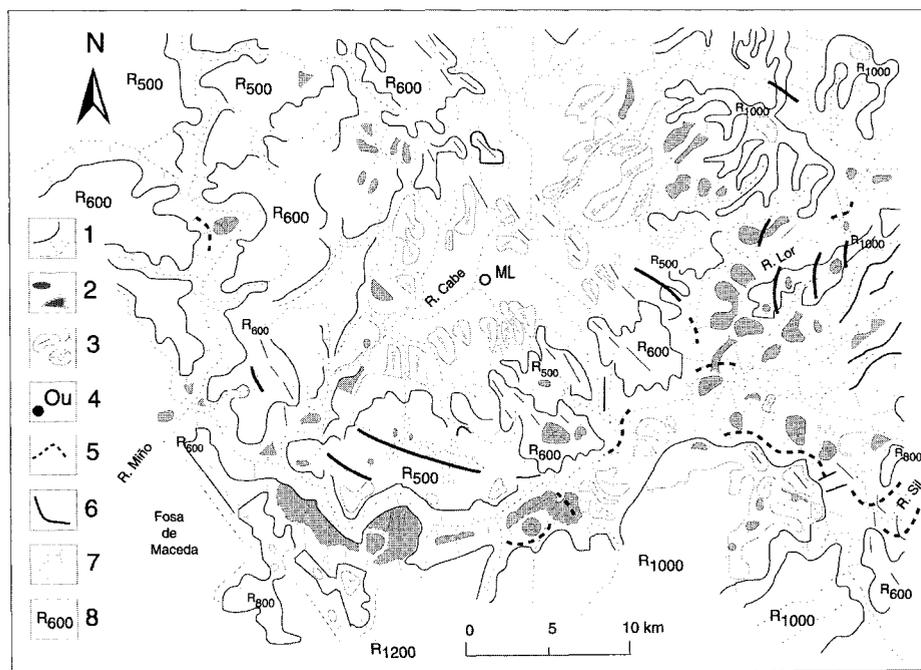
Esta tendencia se presenta en cuatro cursos fluviales; el Río Miño entre Os Peares y Ribadavia; el Río Cabe, desde que entra en la Fosa de Monforte de Lemos; el Río Arnoia, aguas abajo de la Fosa de Maceda; y el Río Limia, a lo largo de todo su curso (figuras 32-1 y 36-5). En los cursos con esta tendencia se observan dos anomalías: El codo fluvial del Río Cabe en el valle de Incio; y la cabecera anómala del Río Lima-Limia.

Al salir del Valle de Incio hacia la Fosa de Monforte, el Río Cabe se acoda; pasando de tener una dirección SE-NW a orientarse NE-SW (figura 36-5). Este acodamiento viene señalado por un encajamiento de casi 500 m sobre el nivel de cumbres de la Serra de Montouto (figura 30) un  $R_{1000}$  degradado.

Por otro lado la cabecera del Río Limia es la Fosa de Xinzo, que está rodeada por extensos aplanamientos  $R_{800}$  y  $R_{600}$  (figura 31). Dos observaciones hacen difícil considerar que los actuales relieves circundantes hayan constituido la cabecera de la red fluvial: un evolucionado perfil longitudinal del Río Limia; y la extensión y profundidad de la fosa; estimadas en  $244 \text{ km}^2$  y un máximo de 250 m (REY DE LA ROSA *et al.*, 1982), respectivamente. Más bien la cuenca estaría truncada por la Fosa de Maceda; dejando colgada la cuenca de cabecera (Serra de S. Mamede).

La antigüedad de la orientación NE-SW en la red fluvial se observa en el Río Miño (tramo Os Peares-Ribadavia); donde se observan 13 niveles de terrazas erosivas entre las cotas 520 y 180 m. Por debajo de esta cota aún existen dos niveles más con depósitos de terraza.

Sin embargo existen otros cursos fluviales con esta misma orientación que muestran una incisión de la red más moderada. Sería el caso del Río Arnoia; que en el tramo Allariz-Xunqueira de Ambía tan solo se encaja unos 120 m sobre el aplanamiento  $R_{600}$ ;



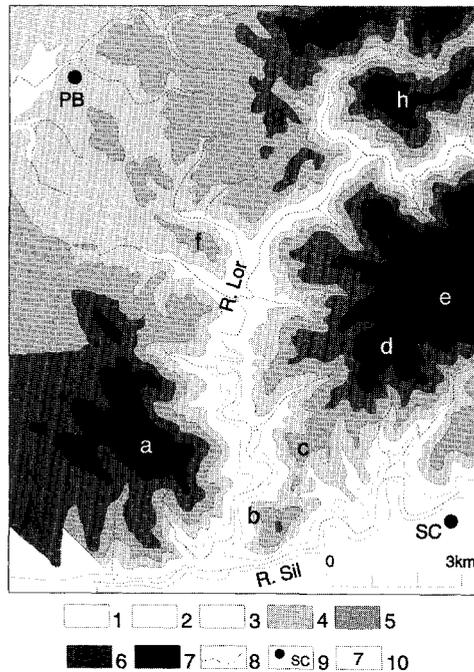
**Figura 30.** Sector Monforte de Lemos. Esquema geomorfológico y localización de superficies-terraceza, paleocanales y meandros abandonados. Leyenda: 1 Escarpe de replano topográfico. 2 Terraza erosiva, superficie-terraceza. 3 Residuales: estructural, colina cónica, tronco-cónico. 4 Población: ML Monforte de Lemos. 5 Meandro abandonado. 6 Paleocauce 7 Río. Fondo de valle plano. 8 Aplanamiento.

observándose superficies-terracea a 500 y 550 m. Estas diferencias de encajamiento en cursos con la misma orientación sugieren una doble componente genética: antigüedad y cambio en el nivel de base (levantamiento diferencial).

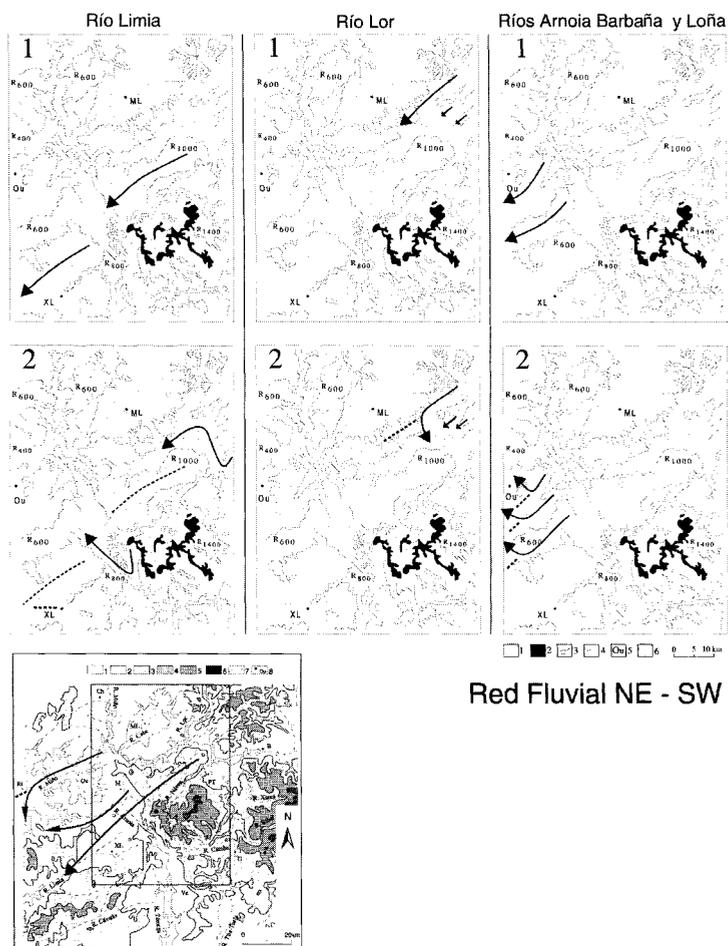
### 6.5. DIRECCIÓN N-S

Dentro de la zona estudiada, esta tendencia se observa (figura 36-3) en el tramo lucense del Río Miño y en la Serra dos Entirnos (Verín); en ésta última modificando la cabecera del Río Parada, de dirección ENE-WSW.

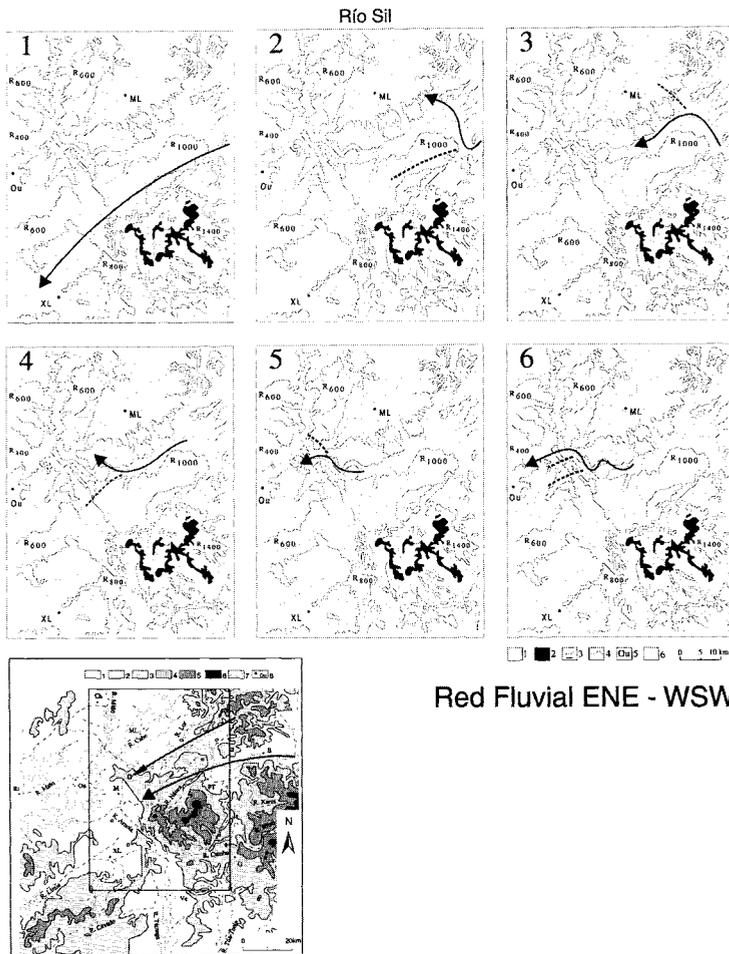
En su tramo lucense el Río Miño evita la fosa de Monforte, encajándose por el W unos 350 m. Esto sugiere una cierta antecedenencia fluvial (figura 33), apuntada de forma explícita por MARTÍN-SERRANO (1991).



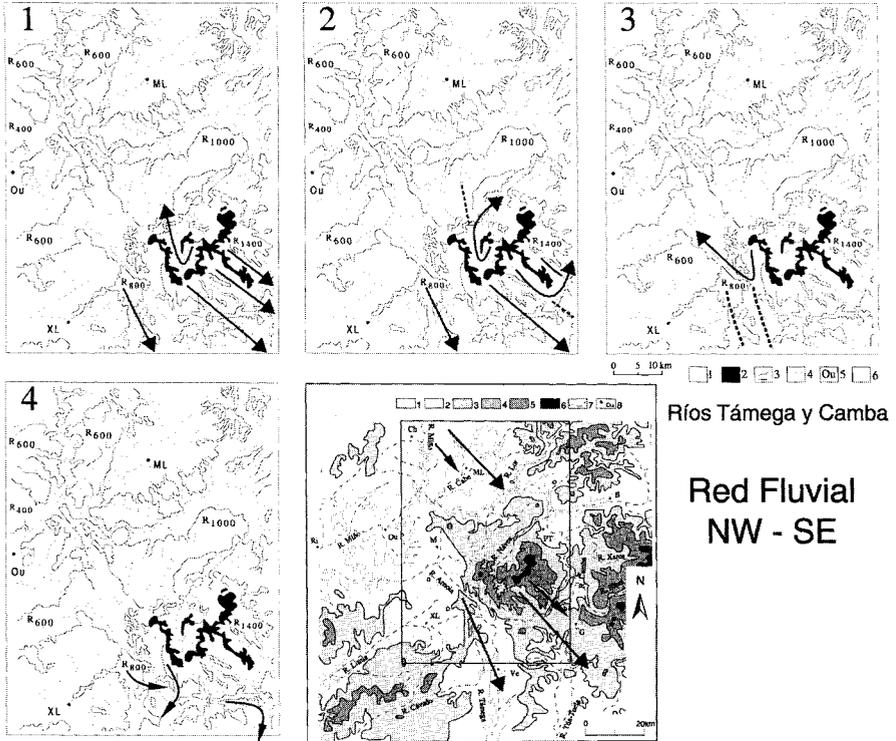
**Figura 31.** Esquema topográfico de la confluencia de los Ríos Lor y Sil. Leyenda: 1 200-300 m. 2 300-400 m. 3 400-500 m. 4 500-600 m. 5 600-700 m. 6 700-800 m. 7 800-900 m. 8 Río. 9 Población: PB Puebla de Brollón, SC San Clodio. 10 Sierra: a Auga Levada (890 m), b Pena Grande (613 m), c Altos de Aldriz (512 m), d Altos de A Granxa (743 m), e Valdeguana (877 m), f Veliña (548 m), g Alto do Carrego (656 m), h Piñeiro (828 m).



**Figura 32-1.** Evolución cenozoica de la red NE-SW en el SE gallego y N de Portugal. En el esquema topográfico se localizan los tramos seleccionados; y en los esquemas geomorfológicos se detallan las etapas evolutivas. (A) El Río Limia: 1 En un primer momento el Limia habría estado relacionado con el trazado del paleo-Sil. 2 La apertura de la Fosa de Maceda habría desconectado la cabecera del resto de la cuenca, que pasaría a tener un régimen semi endorreico. (B) El Río Lor: 1 Los Ríos Lor, Soldón y Quiroga ya estarían encajados en el  $R_{1000}$  con una dirección NE-SW. 2 Después de formarse el  $R_{800}$ , el Lor habría sido capturado por el Sil. (C) Los Ríos Arnoia, Barbaña Y LOÑA: 1 Los Ríos Arnoia, Barbaña y Loña presentarían una dirección NE-SW desde el  $R_{600}$ . 2 Después de formarse el  $R_{400}$  habrían sido capturados, progresivamente, por el Miño hacia el NW. Leyenda del esquema topográfico: 1 0-400 m; 2 400-800 m; 3 800-1200 m; 4 1200-1600 m; 5 1600-2000 m; 6 2000-2400 m; 7 río; 8 población (B O Barco; Br Braga; Ch Chantada; M Maceda; ML Monforte de Lemos; Mo Monçao; Ou Ourense; Ri Ribadavia; P Ponferrada; PS Puebla de Sanabria; Ve Verín; XL Xinzó da Limia). Leyenda del mapa geomorfológico: 1 Replanos  $R_{400}$  a  $R_{1400}$ ; 2 Replano  $R_{1600}$ ; 3 Escarpe de replano topográfico. 4 Cresta de degradación fluvial. Relieves estructurales. 5 Población (M Maceda, ML Monforte de Lemos, Ou Ourense, XL Xinzó da Limia). 6 Red fluvial (línea continua) y capturas (línea discontinua).



**Figura 32-2.** Evolución cenozoica de la red ENE-WSW en el SE gallego y N de Portugal. En el esquema topográfico se localizan los tramos seleccionados; y en los esquemas geomorfológicos se detallan las etapas evolutivas. Leyenda: (ver figura 32-1). (A) El Río Sil: 1 Con posterioridad al  $R_{1200}$ , el trazado del Sil pasaría por los Llanos de Castro Caldelas en dirección NE-SW. 2 Una vez formado el  $R_{1000}$ , la reactivación de fracturas ENE-WSW (Fase I) provocaría un primer levantamiento de los Llanos de Castro Caldelas, obligando al Sil a rodearlos por el N. 3 Durante la elaboración del  $R_{800}$  ya habría recuperado la dirección ENE-WSW. 4 Posteriormente, una segunda fase tectónica (Fase II), reactivaría las fracturas NNW-SSE, provocando un nuevo acodamiento hacia el NW. 5 El descenso escalonado de replanos hacia el W sugiere la existencia de varios pulsos en la Fase II, lo que habría producido la migración hacia el N de su confluencia con el Miño. 6 La actual confluencia vendría definida por el encajamiento de la red en el  $R_{600}$ .



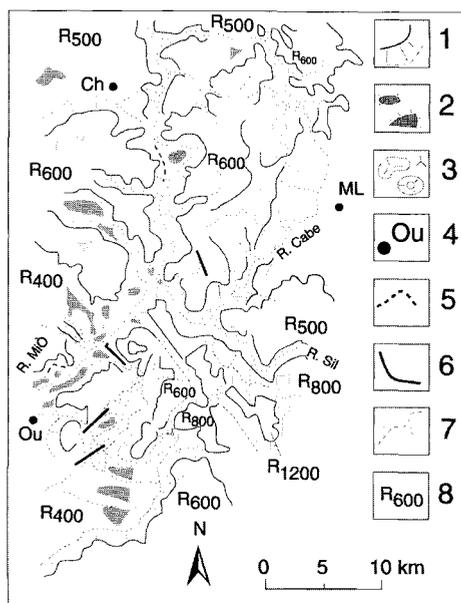
**Figura 32-3.** Evolución cenozoica de la red NW-SE en el SE gallego y N de Portugal. En el esquema topográfico se localizan los tramos seleccionadas; y en los esquemas geomorfológicos se detallan las etapas evolutivas. Leyenda: (ver figura 32-1). (A) Los Ríos Tâmega y Camba: 1 Al S de la Serra de Queixa se observa una red paralela encajada en el  $R_{600}$ . Uno de estos cursos, el paleo-Camba, tendría su cabecera en el actual valle de Chandrexa; este tramo habría sido capturado por el Návea al encajarse la red en el  $R_{1400}$ . 2 Al encajarse en el  $R_{1000}$ , la red paralela habría sufrido un proceso de capturas hacia el N. Los Ríos Cenza, Conso, Ribeira y Cenza, habrían sido capturados, sucesivamente por el Sil. 3. La apertura de la fosa de Maceda habría provocado la captura de la cabecera del paleo-Tâmega. 4 El encajamiento del Tâmega en el  $R_{800}$  habría dado lugar a un proceso de capturas hacia el S. Los Ríos Correchouso y Trez, habrían sido capturados sucesivamente; y en el caso del Río Baldriz también habría provocado su inversión.

En los sectores meridionales la red aprovecha la fracturación regional N-S para encajarse y disectar los aplanamientos  $R_{1000}$  (Río Parada),  $R_{800}$  (Fosa de Chaves-Verín, Río Túa) y  $R_{600}$  (Fosas de Tui y Monçao).

La antecedencia de la red orientada según esta dirección viene apuntada por el encajamiento del trazado meandriforme en Nogueira do Miño (Chantada). En este punto se observan tres zonas dentro del encajamiento: 1) Entre el borde del escarpe definido en el  $R_{600}$  y la cima del residual (516 m); 2) Desde la cota 516 m hasta el collado de difluencia fluvial (400 m); y 3) Por debajo de la cota 400 hasta el curso actual (180 m).

### 6.6. DIRECCIÓN NW-SE

En el borde SW de la Serra do Courel, sobre un  $R_{1000}$ , existen vestigios de una red orientada en dirección NW-SE. Esta red se habría encajado en la Serra do Montouto-Trapa; mientras que en el Alto da Rodela (interfluvio Lor-Quiroga) se habrían preservado retazos de terraza erosiva (figura 30). Posteriormente la red NW-SE habría sido capturada por el Río Cabe en dirección NE-SW (figura 36-5).



**Figura 33.** Curso medio del Río Miño. Esquema geomorfológico y localización de superficies-terracea, paleocanales y meandros abandonados. Leyenda: 1 Escarpe de replano topográfico. 2 Terraza erosiva, superficie-terracea. 3 Residuales: estructural, colina cónica, tronco-cónico. 4 Población: ML Monforte de Lemos, Ou Ourense. 5 Meandro abandonado. 6 Paleocauce 7 Río. Fondo de valle plano. 8 Aplanamiento.

En el sector meridional de la Serra de Queixa, la orientación NW-SE estaría representada por los tramos de cabecera de los Ríos Támeqa, Correchoso, Camba, Ribeira Grande, Conso y Cenza; que formarían una red subparalela (figura 32-3).

Los tramos de cabecera de estos cursos serían los únicos vestigios de una red primitiva que cambió de dirección como consecuencia de dos procesos de captura. Hacia el S en el caso del Támeqa y Correchoso; y hacia el N en los restantes cursos (figura 36-5).

El hecho de que no se conserven rasgos fluviales antiguos en la cabecera del Río Cenza puede tener cierta relación con la erosión del glaciario Pleistoceno sobre el replano  $R_{1400}$  (VIDAL ROMANÍ *et al.*, 1994a; 1994b). No obstante, es posible que los tramos de cabecera de la red actual sigan el trazado de la red subglaciar; y que esta se haya heredado de una a otra fase glaciario.

#### 6.6.1. La captura de la red NW-SE por el Río Sil

En los alrededores de Toro y Portocamba se observan formas identificadas como paleocanales erosivos que evidencian una captura hacia el NE *s.l.* Esta captura habría sido producida por el Río Sil, y el nivel en el que se observa es un retazo del  $R_{1000}$ . En la vertiente oriental de la Serra de Queixa la captura ha respetado el carácter senil de algunos cursos (meandros epigénicos del Camba en Portocamba). Al E del área estudiada, los Llanos do Canizo (Serra Segundeira) constituyen un aplanamiento más alto ( $R_{1400}$ ) sobre el que se observa el mismo proceso de capturas afectando al Río Bibeí.

Al S de la Serra de San Mamede-Queixa, sobre el  $R_{1000}$ , la paleo-dirección NW-SE podría estar relacionada con los pequeños retazos observados; que corresponderían al trazado sobre una superficie anterior (figura 34): Altos de Gancedo (1320 m), Cabezo de Cántara, Camba (1200 m), Cabezo de Huso, Portocamba (1135 m) y Peñanofre (1291 m).

Otro curso que suponemos capturado por el Sil es la cabecera del paleo-Camba; que debió situarse en los Altos do Acebral. En la actualidad esta zona forma parte de la red del Návea; habiéndose desplazando la divisoria de cuencas hidrográficas hacia el S.

La hipótesis de una captura del Camba por el Návea-Sil se basa en tres datos: 1) Que la cabecera del Río Návea-Queixa resulta anómala por su diseño centrípeta (figura 35); definido por arroyos que confluyen en direcciones obsecuentes a la del curso principal (Arroyo de las Casas, Bois, Cerdeiriña, Torneiros y Figueiro). 2) Que la cabecera del Návea, aun drenando hacia el N, presenta una disimetría más alta al N (Altos do Acebral, 1600 m) que al S (Altos do Gancedo, 1360 m). Y 3) que existe un grupo de terrazas erosivas (Arroyo de las Casas y Cerdeiriña) equiparables a la divisoria actual Návea-Camba (Altos do Gancedo, 1360 m).

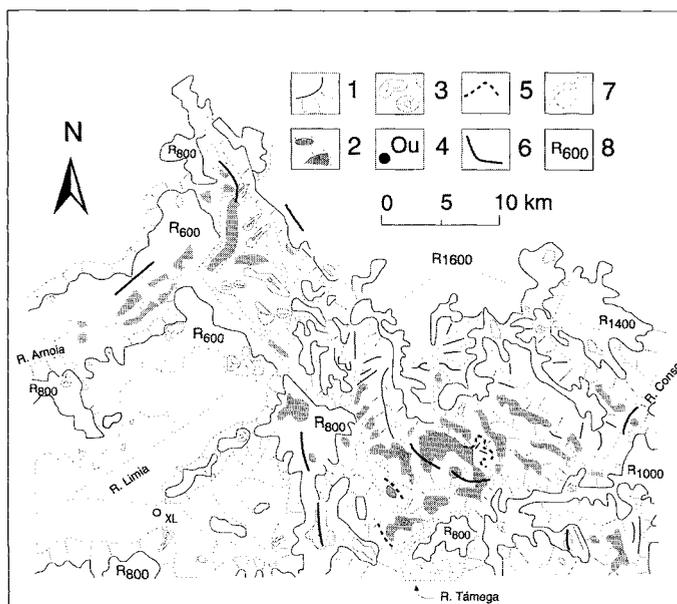
Todo esto señala en nuestra opinión, que el  $R_{1400}$  era el nivel de base en el momento de la captura de la cabecera del Camba; lo que sería sincrónico a la captura del Bibeí en los Llanos do Canizo (figura 34).

### 6.6.2. La captura de la red NW-SE por el Río Támea

El segundo grupo de capturas es de dirección N-S *s.l.*; y viene impuesto por el Río Támea. Estas capturas disectan los paleocanales de una red anterior; habiéndose preservado algunos retazos (Toro, 1000 m; Portocamba, 960 m; y Alto de Correchouso, 800 m). Los paleocanales corresponderían a las capturas, hacia el N, del paleo-Correchouso y paleo-Támea (figura 34).

En el Valle de Laza, las capturas N-S se asocian a un nivel de base en torno a los 800 m (figura 34). En el margen oriental del Valle; las capturas habrían empezado a afectar a los cursos más occidentales (Río Correchouso) y se habrían desplazado hacia el E (Río Trez) amenazando en un futuro al Río Camba, idea ya apuntada por HERNÁNDEZ-PACHECO (1949).

En el sector occidental del Valle de Laza, el proceso de capturas habría alcanzado al Río Baldriz; forzandole a invertir el sentido de la corriente. Indicios de ello serían: un drenaje endorreico en la cabecera del actual Baldriz; y las superficies-terracea del sector septentrional del R<sub>800</sub>. Todo ello nos sugiere la existencia, en ese momento, de un paleo-Baldriz con un trazado similar al actual pero circulando en con sentido contrario (NW-SE).



**Figura 34.** Sector meridional de la Serra de Queixa-San Mamede. Esquema geomorfológico y localización de superficies-terracea, paleocanales y meandros abandonados. Leyenda: 1 Escarpe de replano topográfico. 2 Terraza erosiva, superficie-terracea. 3 Residuales: estructural, colina cónica, tronco-cónico. 4 Población: XL Xinzo da Limia. 5 Meandro abandonado. 6 Paleocauce 7 Río. Fondo de valle plano. 8 Aplanamiento.

## 6.7. DIRECCIÓN SW-NE

Los vestigios de una red orientada en dirección SW-NE (figura 35), se basan en apreciaciones morfológicas (retazos de canales y terrazas erosivas). Los únicos depósitos descritos son los de los Llanos de Castro Caldelas ( $R_{1000}$ ); que, correlacionados con la *Formación Quiroga* (VERGNOLLE, 1990), han sido utilizados para situar la cabecera del Sil en esta zona y atribuirle una circulación en sentido contrario a la actual (VERGNOLLE, 1990).

Nuestra idea es que los depósitos que recubren parcialmente los Llanos de Castro Caldelas, corresponden a un abanico del Mao que se habría derramado sobre el  $R_{1000}$  y que habría sido disectado e incidido en varios episodios, a la par que se producía la Fosa de Maceda por el W, y el encajamiento del Sil y de su red secundaria por el N.

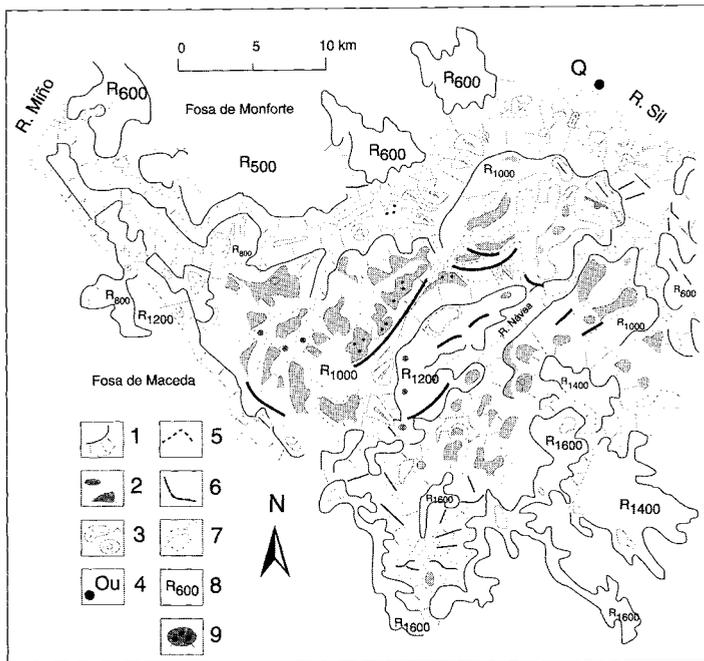
Si alguna vez el Sil erosionó el  $R_{1000}$ , como parece probable, no se han podido identificar hasta el momento sus depósitos. Es por esta razón por la que, basándonos en los datos de terrazas erosivas, vamos a identificar las sucesivas formas de encajamiento de la red secundaria asociada al proceso de incisión del Río Sil.

La evolución de la red se puede reconstruir a partir de paleocanales o terrazas erosivas situadas a diferentes alturas, en cuatro puntos de la vertiente septentrional de la Serra de Queixa-San Mamede (figura 36-2): valle del Río Návea, Serra do Burgo ( $R_{1200}$ ), Llanos de Castro Caldelas ( $R_{1000}$ ) y Llanos de Puebla de Trives ( $R_{1000}$ ). En la vertiente oriental de la Serra Queixa-San Mamede, el encajamiento se reflejará en las capturas de los Ríos Camba, Conso y Riveira; analizados ya en el apartado anterior.

EL Río Návea constituye el curso activo más significativo del grupo. Se encaja en el  $R_{1600}$ ; observándose dos niveles topográficos de importancia en torno a 1400 m y 1100 m (figura 35). Su erosión en la zona de cabecera produce el *vaciado* del aplanamiento de la Serra de Queixa-San Mamede ( $R_{1600}$ ) (figura 29); llegando a encajarse 700 m en torno al Embalse de Chandrexa. La antigüedad de este curso (figura 35) vendría señalada por la captura que realiza sobre la cabecera del Río Camba, en los Altos de Gancedo (1360 m). Su perfil longitudinal no es maduro y en él se define un escalón al abandonar el nivel de los 1100 m.

Otro punto donde se observan vestigios de una red SW-NE es en la cabecera del Arroyo Rabal (Serra do Burgo); donde se han cartografiado restos de un antiguo canal que señala la prolongación septentrional al tramo de cabecera del Río Mao. La segregación del Río Mao respecto del Río Návea viene señalada sobre el  $R_{1400}$ . Posteriormente el Río Mao habría sido capturado hacia el NW; episodio que viene señalado sobre el  $R_{1200}$  (figura 35). El tramo inferior del Mao habría permanecido colgado un tiempo hasta que fue reincorporado a la red del Návea a la altura de Rabal.

En los Llanos de Puebla de Trives también se observa la red SW-NE (figura 35). Este replano se encuentra degradado hacia el NE; y sus límites vienen impuestos por un escarpe morfo-estructural (NW-SE) al S y encajamientos fluviales al E (Bibei) y W (Návea).



**Figura 35.** Sector septentrional de la Serra de Queixa-San Mamede. Esquema geomorfológico y localización de superficies-terracea, paleocanales y meandros abandonados. Leyenda: 1 Escarpe de replano topográfico. 2 Terraza erosiva, superficie-terracea. 3 Residuales: estructural, colina cónica, tronco-cónico. 4 Población: ML Monforte de Lemos, Ou Ourense, XL Xinzo da Limia. 5 Meandro abandonado. 6 Paleocauce 7 Río. Fondo de valle plano. 8 Aplanamiento. 9 Depósitos de terraza.

La existencia de varios niveles de terrazas erosivas sugiere una cierta antigüedad de la red en el sector; aunque se observan anomalías: el trazado de los cauces están truncados por un escarpe morfo-estructural de dirección NW-SE; y el aplanamiento está suavemente degradado hacia el Bibei, sin que el encajamiento de la red SW-NE sea significativo.

El último sector con vestigios de una red SW-NE son Los Llanos de Castro Caldelas; aunque, en la actualidad, la red SW-EN está modificada por la sobreimposición de una red orientada SE-NW. Botón de muestra serían la inversión local del sentido en el Río Mao cerca de Montederramo y la captura del Arroyo Vaus en A Medorra (figura 35).

Sin embargo la red SW-NE está truncada al W por la Falla de Maceda (figura 35). Este hecho dificulta la ubicación paleogeográfica de su cabecera; aunque resulta un indicio claro de la mayor antigüedad del  $R_{1000}$  sobre la Fosa tectónica y de la existencia de una paleored con drenaje aproximadamente S-N, que gira hacia el E a medida que progresa la incisión del Sil (también posterior al  $R_{1000}$ ). Así pues la incisión del Sil sería el proceso que habría gobernado la evolución de la captura de la paleored SE-NW hacia el E.

## 6.8. DIRECCIÓN S-N

La tendencia fluvial S-N se reconoce en la cuenca media del Río Sil, en torno a Montefurado; donde el Sil se acoda hacia el N hasta llegar a Quiroga (figura 36-1). Una vez salvada la Fosa de Quiroga, el Sil retoma la dirección ENE-WSW.

El Río Bibei constituye la prolongación meridional del tramo Montefurado-Quiroga. Este curso se encaja en un aplanamiento que se extiende entre A Gudiña y A Rúa. Este aplanamiento (un  $R_{1000}$ ) se muestra progresivamente degradado hacia el N. En él se observan las capturas de los Ríos Camba, Conso y la cabecera del Bibei.

## 6.9. DIRECCIÓN SE-NW

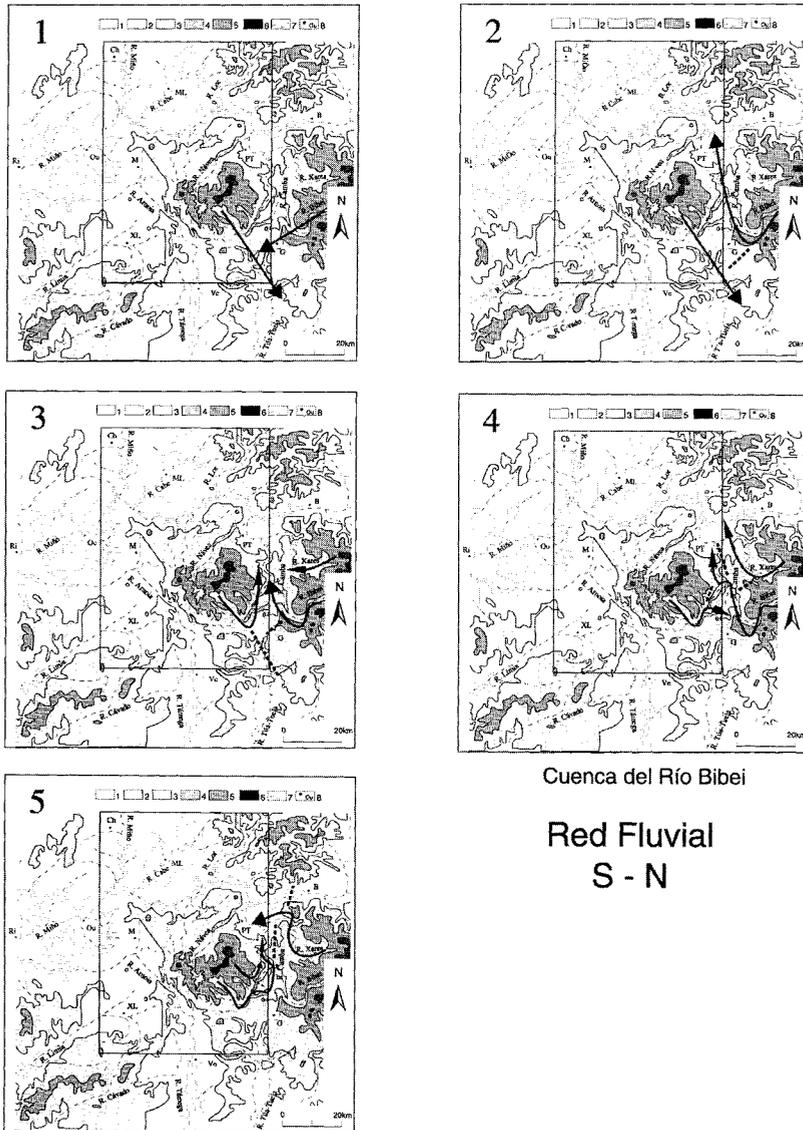
La paleo-dirección SE-NW se puede observar en los Llanos de Castro Caldelas ( $R_{1000}$ ), el borde NW de la Fosa de Monforte ( $R_{600}$ ), la Cuenca de Maceda ( $R_{600}$ ) y el Polígono Industrial de San Ciprián das Viñas ( $R_{400}$ ). En todos los casos se limita a modificaciones parciales de una paleo-corriente a la que se sobrepone (figuras 32, 3).

Sobre el borde NW de la Fosa de Monforte se observa en los tramos que capturan los cursos residuales de la red endorreica (Río del Portiño, Río Sardiñeira). La captura del Miño los hace confluir en torno al aplanamiento de Chantada ( $R_{500}$ ).

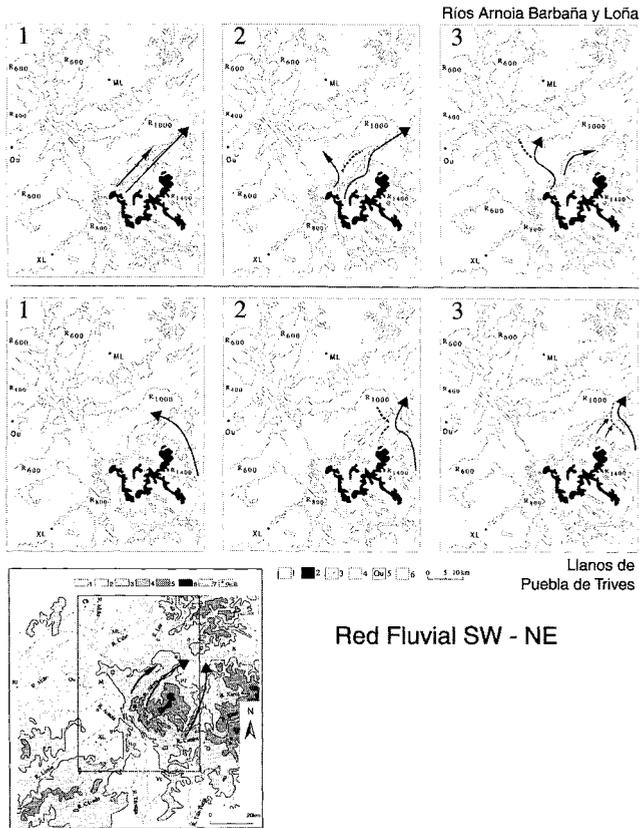
En la Cuenca de Maceda los Ríos Tioira y Forche degradan el escarpe de la falla oriental. Estos cursos (NE-SW) sufren dos inflexiones por interferencias con la red SE-NW. Esta red es subparalela al escarpe de la Falla de Maceda (figura 36-4).

En el sector meridional de la Fosa de Maceda, el Río Arnoia se acoda en Prado-Alberguería. La cabecera de este curso representa un paleo-Támega capturado por la Fosa de Maceda con una dirección SE-NW (figura 34). Esta captura señala al  $R_{800}$  como nivel de base.

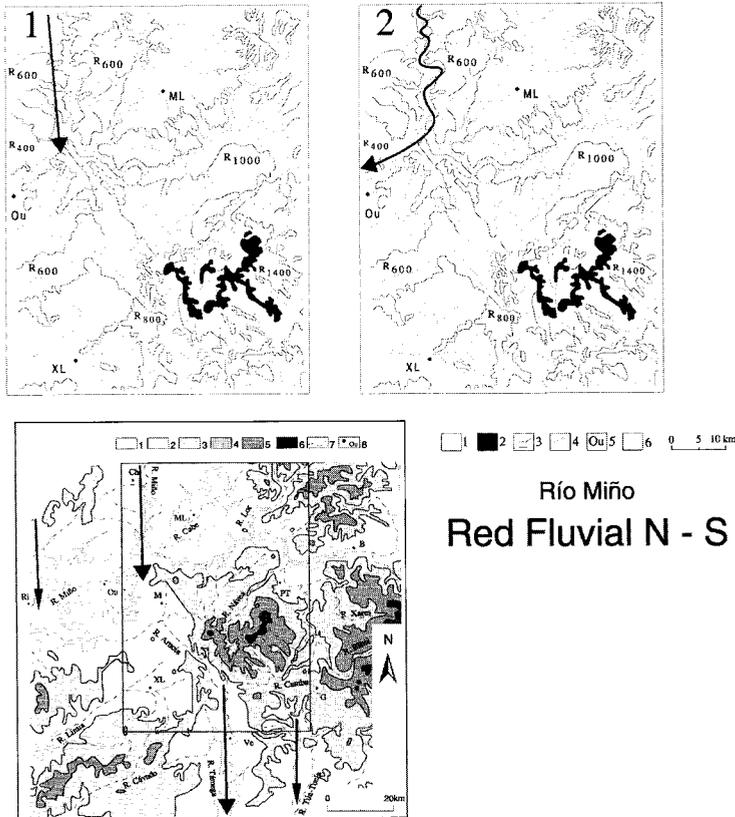
Por último se vuelve a observar esta tendencia en las proximidades de S. Ciprián das Viñas ( $R_{400}$ ); caracterizando los tramos iniciales de los Ríos Loña, Grañal, Gaiola y Barbaña. Esta red es capturada parcialmente por el Río Miño en dirección SE-NW. En este caso la captura sería posterior al aplanamiento que degrada, el  $R_{400}$  (figura 33)



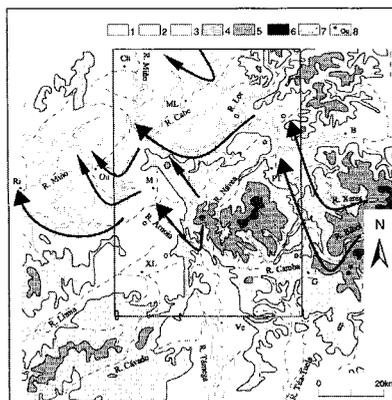
**Figura 36-1.** Evolución cenozoica de la red S-N en el SE gallego y N de Portugal. En los esquemas topográficos se detallan las etapas evolutivas. Leyenda: (ver figura 32-1). cuenca del Río Bibei: 1 Al E de la Serra de Queixa las redes de los Ríos Camba (NW-SE) y Bibei (NE-SW) se habrían encajado en el  $R_{1600}$  y drenarían hacia el S, en sentido amplio. 2 Con posterioridad, el Río Bibei sería capturado, hacia el N, por el Río Sil. 3 Al encajarse la red en el  $R_{1000}$  se habrían producido el acodamiento del Camba y del Xares hacia el N. 4 Posteriormente, el tramo medio del Camba habría sido capturado por el Bibei en Viana do Bolo. 5 Al encajarse en el  $R_{500}$ , el Xares habría sido capturado por el Bibei en Larouco.



**Figura 36-2.** Evolución cenozoica de la red SW-NE en el SE gallego y N de Portugal. En el esquema topográfico se localizan los tramos seleccionadas; y en los esquemas geomorfológicos se detallan las etapas evolutivas. Leyenda: (ver figura 32-1). (A) Ríos Navea y Mao: La red SW-NE se incluye en el grupo de redes secundarias porque modifica la red SE-NW. No obstante algunos de sus cursos muestran una gran antecedencia. Este sería el caso del Río Navea. 1 Al encajarse en el  $R_{1400}$ , el Río Navea habría capturado la cabecera del Camba y se habría escindido en dos canales paralelos: el Navea y el Mao. 2 Al encajarse en el  $R_{1200}$  el Río Mao habría sido capturado hacia el NW a la altura de Montederramo. Por su parte el Río Navea se habría encajado con un curso divagante hasta alcanzar el  $R_{1000}$ ; momento en el que la incisión se habría acelerado, preservándose parte del trazado meandriforme. 3 En un tercer momento, el Navea habría capturado el Arroyo Rabal, en cuya cabecera se encuentran los vestigios de la red fósil del Mao antes de ser capturado hacia el NW. Por su parte, el Río Mao se acoda hacia el NE al encajarse en el nivel de terraza T9 de los Llanos de Castro Caldelas. (B) Los Llanos de Puebla de Trives: 1. En un primer momento, la confluencia de los Ríos Bibeí y Navea se realizaría en un punto situado al W de Puebla de Trives. Al encajarse en el  $R_{1200}$ , el Bibeí lo haría de forma suave a la par que migraría hacia el NE. Durante esta etapa el Bibeí elaboraría los llanos de Puebla de Trives, que constituyen una superficie tipo rampa. 2 Al encajarse en el  $R_{1000}$ , la incisión se acentuaría de forma brusca y el Bibeí dejaría colgados los Llanos de Puebla de Trives. 3 Finalmente se habría instalado una red paralela que drenaría los Llanos de Puebla de Trives.



**Figura 36-3.** Evolución cenozoica de la red N-S en el SE gallego y N de Portugal. En el esquema topográfico se localizan los tramos seleccionadas; y en los esquemas geomorfológicos se detallan las etapas evolutivas. Leyenda: (ver figura 32-1). (A) Río Miño: De modo general la red N-S se sobrepone y modifica a la red NW-SE. En el SE gallego los principales cursos con tramos en esta dirección son los Ríos: Parada, Támea, Avia y Miño. El encajamiento N-S del Río Parada viene señalado en el  $R_{1000}$ , el del Támea en el  $R_{800}$ , el del Miño en el  $R_{600}$  y el del Avia en el  $R_{400}$ . 1. Antes de la apertura de la Fosa de Monforte el Río Miño se encajaría en el  $R_{600}$  de forma lenta y con una trayectoria divergente. 2 Después de la formación del  $R_{500}$  la incisión se habría acelerado, encajándose con una trayectoria meandriforme.

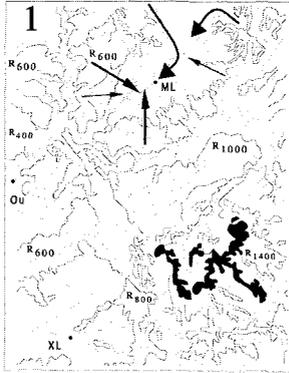


### Red Fluvial SE - NW

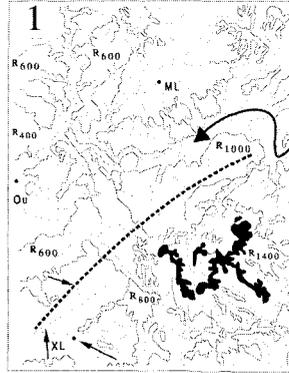
**Figura 36-4.** Evolución cenozoica de la red SE-NW en el SE gallego y N de Portugal. En el esquema topográfico se localizan los tramos seleccionados. Se puede considerar que esta red está representada por el trazado de algunos cursos fluviales que han sido capturados por el Río Miño. Todos los casos observados ya han sido explicados en anteriores figuras; por lo que aquí solo se sitúan en su contexto geográfico. Leyendas: (ver figura 32-1).

**Figura 36-5.** (Página siguiente). Evolución cenozoica de la red en las depresiones del SE gallego y N de Portugal. En el esquema topográfico se localizan los tramos seleccionados; y en los esquemas geomorfológicos se detallan las etapas evolutivas. Leyenda: (ver figura 32-1). (A) Fosa de Monforte de Lemos. 1. Durante la sedimentación de la Formación Arcósica, DE GROTT (1974) supone una red de dirección W-E dentro de la fosa, que habría drenado hacia el Río Lor por Puebla de Brollón. Durante esta etapa y la siguiente, nosotros no hemos encontrado evidencias significativas para suponer la existencia de un régimen totalmente endorreico. 2 Posteriormente, DE GROTT (1974) supone un cambio en la dirección de los aportes, que pasarían a ser E-W. 3 Esta dirección se habría mantenido hasta el presente, ganando importancia a medida que se encajaba el Río Cabe. Durante esta etapa, algunos cursos de la red endorreica habrían sido capturados por la red exterior. Este sería el caso de los Arroyo Portiño y Sardiñeira, que actualmente drenan hacia la Fosa de Chantada. (B) Fosa de Xinzo de Limia: 1 En un primer momento la cabecera del Río Limia se encontraría al NE de Vilar de Barrio, posiblemente en la Serra de San Mamede. 2. La apertura de la Fosa de Maceda habría desconectado la cabecera del resto de la cuenca. Durante esta etapa habrían proliferado las áreas semi endorreicas dentro de la cuenca. 3 Finalmente el avance del escarpe de rejuvenecimiento facilitaría el paso a un régimen claramente exorreico. (C) Fosa de Maceda: 1 Con la apertura de la fosa, el Río Arnoia habría capturado la cabecera del Río Támeiga y del Arroyo Tioira. Durante esta etapa el drenaje, dentro de la cuenca de Maceda, habría sido hacia el NE. Los codos que se observan a lo largo del trazado del Arroyo Tioira podrían deberse al reajuste de la red ante las sucesivas reactivaciones de la Falla de Maceda, que se habría comportado como una falla direccional sinistral. 2 Al encajarse la red en el  $R_{600}$  llegaría a capturar la red semi endorreica de la fosa en las inmediaciones de Baños de Molgas.

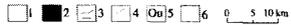
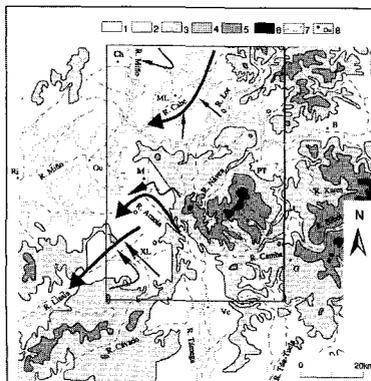
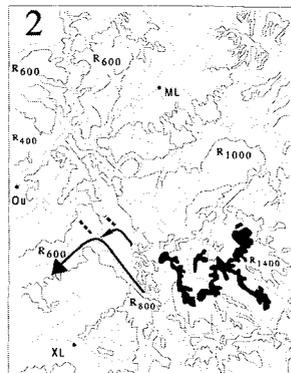
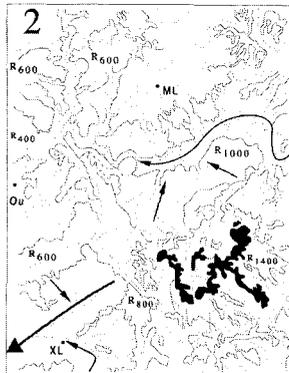
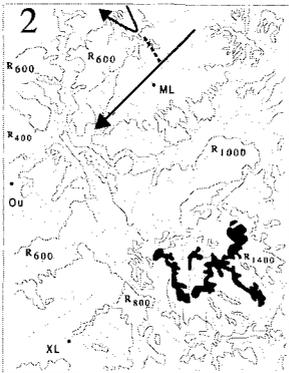
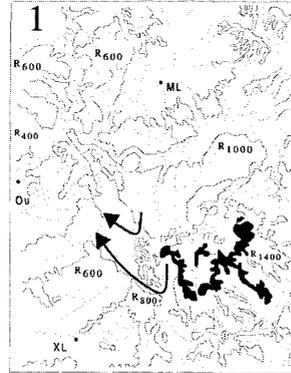
Fosa de Monforte de Lemos



Fosa de Xinzo da Limia



Fosa de Maceda



Red fluvial en las fossas



CAPÍTULO 7

***LAS FOSAS DEL SIL EN EL TRAMO  
CARUCEDO-OS PEARES***



## 7. LAS FOSAS DEL SIL EN EL TRAMO CARUCEDO-OS PEARES

### 7.1. EL CONTEXTO DE LAS FOSAS DEL SIL

En este capítulo vamos a realizar un análisis puntual de dos fosas que actualmente están siendo atravesadas por el Río Sil. Para ello se aportan unos perfiles geoelectrónicos de carácter superficial y una descripción geomorfológica de la incisión fluvial del Sil.

A modo de introducción se puede decir que el segmento fluvial seleccionado drena el SE gallego (figura 37). Este área se enmarca en las Zona Centro ibérica y Zona Astur Occidental Leonesa del Macizo hespérico Peninsular (JULIVERT, 1972 ref. BARRERA MORATE *et al.*, 1989). En este sector se observa: a) un desarrollo de aplanamientos a diferentes alturas, delimitando unas fosas sedimentarias; b) las fosas no son extensas pero son profundas y están circunscritas a la red actual; y c) un profundo encajamiento fluvial que atraviesa las fosas. Estas observaciones apuntan dos hipótesis: la antigüedad de la red fluvial y una actividad tectónica sinsedimentaria.

Se presentan unos perfiles geoelectrónicos inéditos realizados en las fosas de A Rúa y Quiroga. Estos datos se han contrastado con observaciones morfológicas propias y con sondeos mecánicos del ITGE.



Figura 37. Marco geográfico de la Cordillera Cantábrica. Leyenda: 1 (0-1000 m); 2 (1000-1500 m); 3 (1500-2000 m).

### 7.2. RASGOS GEOMORFOLÓGICOS DEL RÍO SIL

El Río Sil nace en la vertiente S de la Cordillera Cantábrica. Su trazado corta transversalmente los materiales hercínicos, con una orientación aproximada ENE-WSW, modificada por inflexiones puntuales de orientación meridiana (N-S en los tramos Fabero-Toreno y Carucedo-Puente de Domingo Flórez; y S-N entre Montefurado y Quiroga). Estas inflexiones individualizan cuatro regiones naturales (comarcas): La Babia, El Bierzo, Valdeorras y el Cañón del Sil o *Ribeira Sacra*.

La cabecera se encuentra sobre el *Antiforme de Narcea*; Desde Villablino y hasta Montefurado atraviesa la Zona Astur occidental Leonesa; y a partir de Montefurado, el Dominio del Anticlinorio del Olló de Sapo. Por tanto la mayor parte del trazado es sobre pizarras; aunque también atraviesa pequeños batolitos graníticos y fosas con sedimentos cenozoicos (El Bierzo, O Barco, A Rúa y Quiroga).

En la comarca de Valdeorras el perfil del Río Sil tiene una pendiente muy baja; y su trazado con tramos de muy fuerte encajamiento, se ha relacionado de forma directa con la activación de la tectónica alpina en la zona (VERGNOLLE, 1990; SANTANACH, 1994).

En La Babia el Sil se encaja entre dos ramificaciones de la Cordillera Cantábrica que divergen hacia el SW. Ambas alineaciones montañosas señalan una superficie  $R_{2000}$ , degradada y progresivamente fragmentada hacia el S; por debajo de la cual la incisión ha desarrollado varios niveles de arrasamiento (tabla 19).

En Valdeorras el Sil corta transversalmente el ramal más occidental de la Cordillera Cantábrica (Serra de O Courel); definiendo en éste un borde de encajamiento reconocible por los retazos dispersos y a diferentes alturas ( $R_{1600}$ ,  $R_{1400}$  y  $R_{1200}$ ) (figura 38). a ambos lados del encajamiento se han preservado extensos replanos o depresiones con importantes acumulaciones sedimentarias (fosas de O Barco, A Rúa y Quiroga; aluviales de Montefurado, Llanos de Larouco y valle de Rubiá).

El *Cañón do Sil* se extiende al W de los bloques montañosos de la Serra do Courel. En él se distinguen dos sectores: Quiroga y Os Peares. El Sector Quiroga destaca por el codo del Sil, los relieves residuales del margen izquierdo y los meandros epigénicos (tabla 20). En cuanto al Sector Os Peares se podría destacar por una incisión lineal pronunciada, sin apenas socavación lateral, y unos replanos, debidos al encajamiento, que se encuentran a diferentes alturas, pero siempre mejor desarrollados en la margen meridional.

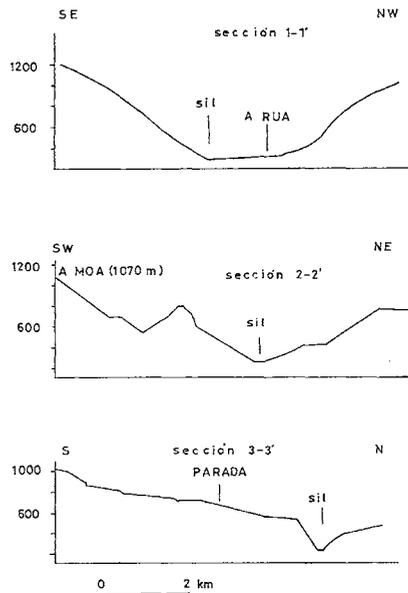
En conjunto, la Cuenca del Sil (figura 39) puede describirse como una red de trazado rectangular con una cierta disimetría. En detalle, la red en La Babia es subparalela; en el Bierzo se podría asimilar a una red paralela; mientras que en Valdeorras se observan varias redes (disimétrica, rectangular, subparalela y cursos secundarios con dirección obsecuente al principal); lo que apunta un crecimiento de la cuenca por sucesivas capturas. En el tramo que corresponde al *Cañón do Sil*, los afluentes están formados por redes fósiles capturadas.

### 7.3. LOS PERFILES SELECCIONADOS

A continuación se comentan algunas observaciones geomorfológicas realizadas en torno a dos fosas de Valdeorras (A Rúa y Quiroga) a partir de la cartografía y de la interpretación de perfiles geoelectricos inéditos, realizados por TECNYDROS (1971b; 1971c).

NIVEL	ALTURA (m)	LOCALIZACIÓN	EDAD
N0	-	-	Premioceno
N1	900		Postmioceno
N2	750-850	As Médulas, Matarrosa, Bembibre, Boeza, Folgoso da Rivera	Postrodánico
N3	600-700	La Valgoma	Plioceno superior
N4	420-500	La Campiña	Plioceno
T3	+25/30	Ponferrada-Carracedelo	Cuaternario
T2	+10/12	Ponferrada-Toral dos Vados	Cuaternario
T1	+5		Cuaternario

**Tabla 19.** Niveles de arrasamiento identificados por VIDAL BOX (1941) en El Bierzo. La Campiña (N<sub>4</sub>) incluye las terrazas fluviales; el N<sub>3</sub> enrasaría los depósitos terciarios con una superficie sobre pizarras y granitos.



**Figura 38.** Perfiles topográficos de tres secciones transversales al Río Sil.

S	L	Ti	Ha
B	Montefurado	3	400
Q	Central de Meda	1	260
Q	Nocedo	1	260
P	Vilar de Muros	1	340
P	Parada do Sil	13	870

**Tabla 20.** Meandros epigénicos del Río Sil (tramo Carucedo -Os Peares). Leyenda: B Sector O Barco, Ha altura absoluta del nivel a partir del cual empieza a encajarse el meandro, L lugar, P Sector Os Peares, Q Sector Quiroga, S sector, Ti nivel de terraza al que se puede equiparar.

### 7.3.1. El Sector O Barco

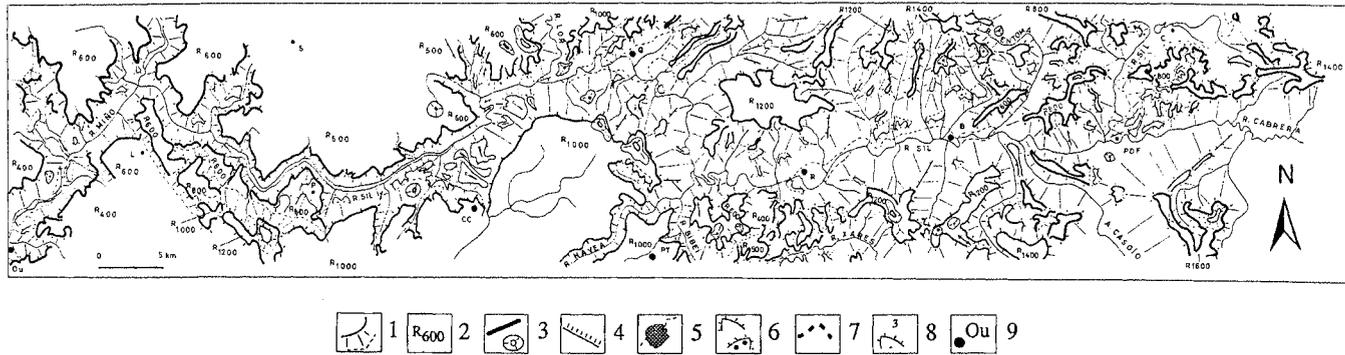
En este sector la secuencia fluvial más completa se acumula en las dos fosas (O Barco y A Rúa) y en otras dos zonas donde la amplitud del valle permitió la acumulación de recubrimientos superficiales bien desarrollados (Montefurado y Valle de Rubiá). Los depósitos superficiales son siempre de origen fluvial. Los situados a mayor altura se encuentran en Larouco (540 m), en la terraza T<sub>8</sub> (+240/260 m); aunque también existen depósitos recubriendo un aplanamiento R<sub>600</sub> en un valle colateral (Río Rubiá).

En ninguno de los sondeos conocidos hasta el momento (REY DE LA ROSA *et al.*, 1981c) se habla de depósitos consolidados. No obstante, entre O Barco y A Rúa se observan afloramientos de conglomerados cementados, a diferentes alturas, intercalados con depósitos no compactados. A nuestro entender corresponden a procesos de cementación freática producidos a favor de los niveles más porosos y donde las oscilaciones de la capa freática dieron lugar a una acumulación de óxidos de Fe y Mn.

En cuanto a la fosa, los perfiles geoelectrónicos de A Rúa (TECNYDROS, 1971b) corroboran la existencia de un sustrato pizarroso a profundidades variables; y en algunos casos, con grandes anomalías en el espesor de los sedimentos.

Al analizar los perfiles (figura 40) destacan varias observaciones que se discutirán más adelante: 1) Al pie de los escarpes septentrional (Perfiles 3 y 5) y meridional (Perfiles 11, 12, 13 y 15) se observan grandes espesores relativos. 2) Los cuerpos litoeléctricos presentan geometrías acanaladas, lenticulares (Perfiles 5 y 6) y en algunos casos onduladas (Perfiles 7 y 9). 3) Las variaciones de espesor de los cuerpos litoeléctricos son muy pronunciadas (Perfil 14). Y 4) Las capas no muestran paralelismos ni continuidades laterales (Perfil 3).

Por otra parte, en el mapa de isopacas se observa un relieve positivo bajo el recubrimiento sedimentario. Este relieve está formado por el sustrato paleozoico; se sitúa en el eje central de la fosa; y se alinea en dirección ENE-WSW. Flanqueando el relieve positivo se observan dos cubetas; una al pie del escarpe septentrional, con una planta en forma



**Figura 39.** Esquema geomorfológico del Río Sil en el tramo Carucedo-Os Peares. Leyenda: 1 encajamiento fluvial (borde superior y vertiente), 2 superficie de erosión, 3 relieve residual, rel. residual estructural, 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.

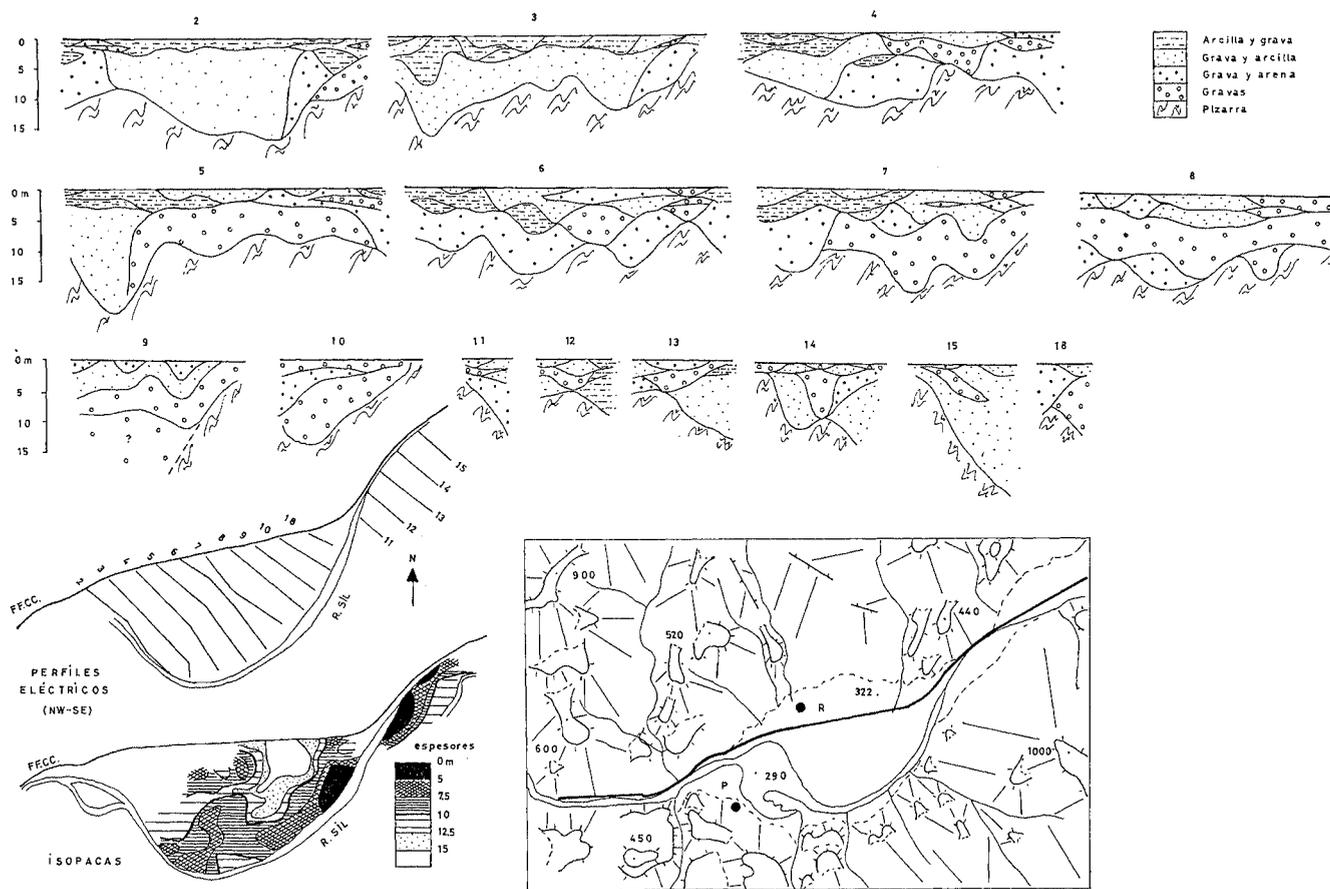


Figura 40. Interpretación geoelectrica de la Fosa de A Rúa. Elaborado con los datos obtenidos por TECNYDROS (1971b).

de triángulo escalenoedro acuñado hacia el SW (Perfil 9, SEV 76 a 79). La otra cubeta se encuentra al pie del escarpe meridional y señala una banda alargada y paralela al escarpe (Perfiles 13 a 15).

### 7.3.2. El Sector Quiroga

En torno a Quiroga los principales retazos de terraza se encuentran entre las cotas 300 y 820 m; y presentan menos depósitos asociados que en las terrazas del sector O Barco. Además, la distribución de los depósitos es desigual. Aparte de los depósitos de fondo de valle, solo existe un registro casi continuo sobre las terrazas  $T_0$  y  $T_1$ . Por encima, los depósitos se han preservado de modo desigual; aunque llegan a identificarse en la cota 600 m (Bendillón), en el nivel  $T_8$  (+ 360/380 m).

En cuanto a la fosa, parece estar condicionada por fracturas con orientación ENE-WSW y NW-SE. No obstante su geometría difiere de las observadas en el Sector O Barco. En superficie se asemeja a un triángulo isósceles, alargado hacia el NE; donde el Río Quiroga sería la bisectriz del ángulo pequeño.

Los perfiles geoelectrónicos (TECNYDROS, 1971c) corroboran la existencia de un sustrato pizarroso a profundidades variables; y en algunos casos, anormalmente variable. Al analizar los perfiles destacan varias observaciones (figura 41):

- 1) Estratificación cruzada de gravas (Perfiles 10 a 12).
- 2) Un surco central con abundantes sedimentos (Perfil 5).
- 3) Unos surcos laterales al pie del escarpe septentrional (Perfiles 3 y 9).
- 4) La existencia de pizarras alteradas superpuestas a las arcillas cuaternarias (Perfiles 7 y 8).
- 5) La existencia de discordancias geofísicas que separan cuerpos resistivos con diferentes acñamientos (Perfiles 2, 4, 5, 6, 6bis y 8).
- 6) Unos relieves, formados por el sustrato paleozoico, y recubiertos por la cobertera sedimentaria; estos relieves se alargan en dirección NE-SW (Mapa de isopacas, figura 40).
- 7) Paleocanales de gravas a 2, 4 y 6 m de profundidad; a 2 y 4 m de profundidad los canales se adaptan al relieve observado en el sustrato (ver punto anterior); pero a 6 m de profundidad, la traza del paleocanal está interrumpida por uno de los relieves referidos antes (Mapa de isopacas, figura 41).

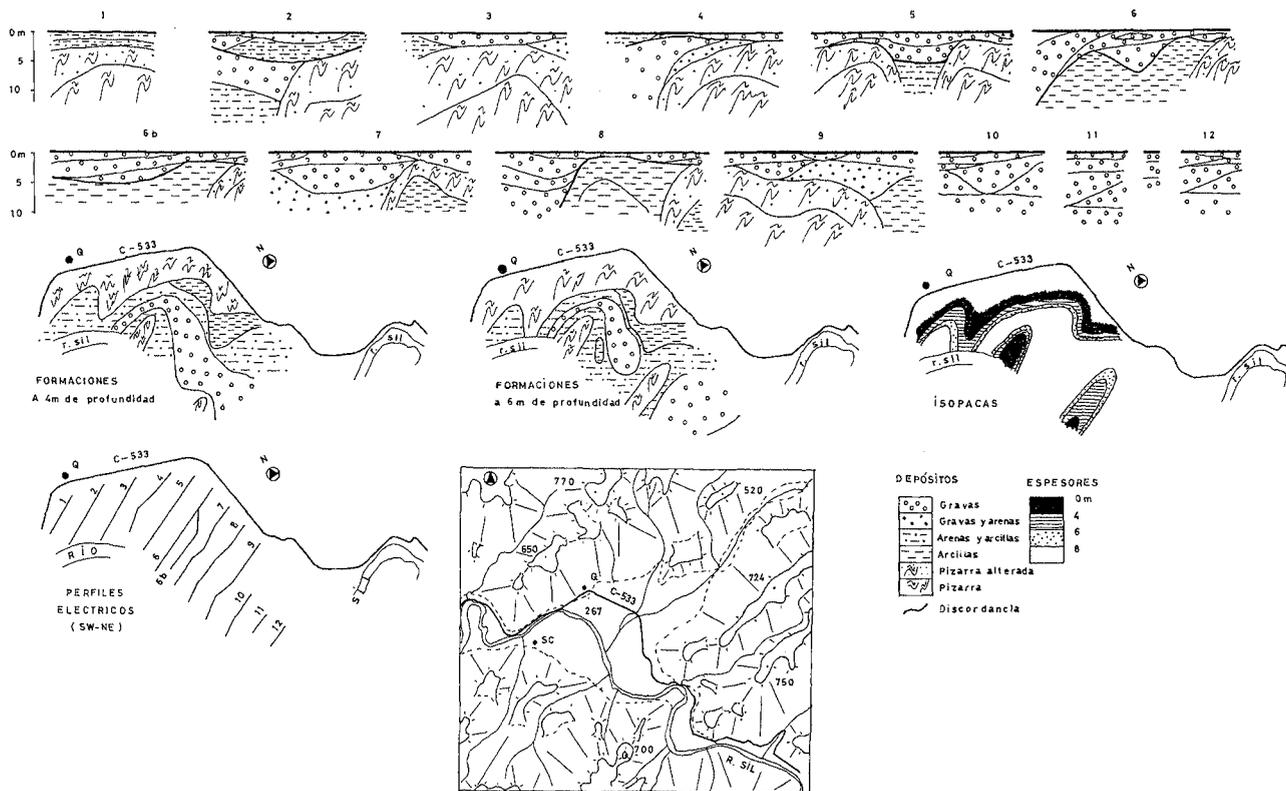


Figura 41. Interpretación geoelectrica de la Fosa de Quiroga. Elaborado con los datos obtenidos por TECNYDROS (1971c).

CAPÍTULO 8

***LAS TERRAZAS DEL RÍO MIÑO EN EL  
TRAMO PORTOMARÍN-AS NEVES***



## 8. LAS TERRAZAS DEL RÍO MIÑO EN EL TRAMO PORTOMARÍN-AS NEVES

Continuando con el estudio iniciado en el capítulo anterior, se presenta ahora un análisis de las superficies terraza de los ríos Miño y Sil. El hecho de que estos cursos sean las vías principales de la red fluvial en la zona estudiada, justifica un estudio detallado de su incisión.

Comenzaremos por el río Miño, ya que el tramo seleccionado parece presentar una estructura más sencilla, al no estar afectado por un sistemas de fosas, como es el caso del Sil.

### 8.1. DESCRIPCIÓN GENERAL DEL TRAMO SELECCIONADO

El Río Miño, nace en Serra de Meira y sus principales afluentes son: el Sil, que confluye en Os Peares; y los ríos Avia y Arnoia, que lo hacen en las inmediaciones de Ribadavia.

Poco después de su nacimiento el Miño entra en el *Accidente meridiano* de CARLÉ (1944) y lo recorre de N a S. Este elemento orográfico define un extenso aplanamiento en torno a los 500 m; la *Superficie de Chantada* de BIROT (1954). Los límites del aplanamiento vienen definidos por ejes montañosos con direcciones meridianas; Serra da Loba, Cova da Serpe y Careón al W; y Serra do Mirador y Poñago al E. El sustrato está constituido por materiales paleozoicos de la Zona Astur Occidental Leonesa de JULIVERT *et al.* (1980) ref. REY DE LA ROSA *et al.* (1982) y por las cuencas terciarias de Vilalba y Sarria. En este tramo el Miño presenta un alto índice de sinuosidad y amplias llanuras de inundación; el encajamiento es poco significativo; lo que indica que se desplaza sobre una superficie antigua apenas modificada.

Entre Portomarín y Os Peares, el Miño atraviesa el anticlinorio del *Ollo de Sapo* y pasa a la Zona Centro Ibérica de JULIVERT (1970) ref: REY DE LA ROSA *et al.* (1982) y BARRERA MORATE (1989). En este tramo el Miño se encaja profundamente en la *Superficie de Chantada* evitando la Fosa de Monforte; sin embargo mantiene cierta sinuosidad y define algunos meandros epigénicos. Lo que constituye un cúmulo de indicios de su antecedencia.

En Os Peares confluyen perpendicularmente los ríos Búbal y Sil, aumentando considerablemente el caudal de la red. Entre Os Peares y Ribadavia el río mantiene una dirección NE-SW. A partir de Os Peares el sustrato es predominantemente granítico; el único retazo metamórfico significativo sería la *Cubeta de A Seara* (BARRERA MORATE *et al.*, 1989).

Entre Os Peares y Ribadavia la erosión lateral ha desmantelado la superficie de 600 m ( $R_{600}$ ); y se ha elaborado un aplanamiento intermedio, en torno a 400 m ( $R_{400}$ ), por el que circula también encajado. En las zonas bajas del valle se observan algunos depósitos asociados a las terrazas inferiores. (VIDAL BOX, 1941;

GONZÁLEZ LODEIRO *et al.*, 1974b; CHAMON y FERNÁNDEZ POMPA, 1974; PÉREZ ALBERTI, 1978; ARAUJO, 1990) (tabla 21).

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, con una gran sinuosidad, en el aplanamiento R<sub>600</sub>.

A partir de Cortegada y hasta su desembocadura, el Miño circula en una dirección NE-SW. En un primer momento corta la *Dorsal Gallega* de BIROT (1954) definiendo un desnivel total superior a 1000 m. A partir de As Neves el curso del río prácticamente señala el nivel de base atlántico. En este sector el Miño circula por un valle amplio, limitado por retazos de los aplanamientos R<sub>600</sub> y R<sub>800</sub> al N y S, respectivamente. En este tramo abundan los niveles de terraza. 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, Tuy).

No parece correcto hablar de capturas, puesto que es el Miño el río que marca el nivel de base regional. No obstante se observan codos fluviales (tabla 22) que coinciden con los límites de los tramos que se han señalado antes. Estos codos fluviales no parecen deberse a control litológico; sin embargo, parecen relacionarse con la estructura. La región situada al S de Os Peares está afectada por una familia de fracturas con orientación NE-SW; sobreimpuesta, se observa otra de menor rango y dirección N-S.

Así pues las grandes tendencias que presenta el Miño son: N-S hasta Os Peares y NE-SW después de la confluencia del Sil. Hacia el W se observan modificaciones locales de la red con dirección N-S (Ribadavia, Salvaterra, Tuy, Amorin).

	Valença do M.- Melgaço (1)	Caminha-Melgaço (2)	Ribadavia (3)	Ribadavia-Quelle (4)	Ourense (1)	Ourense (5)	Ourense (6)	Ourense (7)
R	40	40	80	80	100	100	100	100
T <sub>1</sub>	5 (PG)	5-8	-	4-10 (H)	5	5 (PW)	5	4-10 (P)
T <sub>2</sub>	-	12-20	-	-	-	10-12 (PW)	10-12	-
T <sub>3</sub>	20 (PG)	-	20-30	20-26 (I)	20	25-30 (PW)	25-30	-
T <sub>4</sub>	-	30-40	-	30-33 (Pm)	-	-	-	30-40 (P)
T <sub>5</sub>	-	45-55	-	40-46 (Pi)	-	-	-	-
T <sub>6</sub>	60 (PG)	60-70	60-80	-	60	-	-	-
T <sub>7</sub>	-	75-80	-	-	-	-	-	-
T <sub>8</sub>	-	90-100	-	-	-	70-100* (PW)	-	-

**Tabla 21.** Altura en m de las terrazas cartografiadas en el Río Miño y principales edades asignadas. Leyenda: 1 LAUTENSACH (1932) ref. HERNÁNDEZ-PACHECO (1949); 2 Teixeira (1952); 3 CHAMON y FERNÁNDEZ POMPA (1974d); 4 PÉREZ-ALBERTI (1978); 5 VIDAL-BOX (1941); 6 GONZÁLEZ LODEIRO *et al.* (1974b); 7 ARAUJO (1990); H Holoceno; I último interglacial; P Pleistoceno; Pi Pleistoceno inferior; Pm Pleistoceno medio; PG postglacial; PW pre-Wurmiense; R altura del río (s.n.m.); \* Nivel dudoso.

Localidad	Dirección previa	Dirección posterior
Taboada	NNE-SSW	N-S
Os Peares	N-S	NE-SW
Ribadavia	NE-SW	N-S
Cortegada	N-S	NE-SW

**Tabla 22.** Grandes codos fluviales del Río Miño en el tramo Portomarín-As Neves. Se indica la dirección previa y posterior del cauce.

## 8.2. ANÁLISIS DE LAS TERRAZAS POR SECTORES

Un análisis del área seleccionada demuestra la existencia de numerosas superficies-terrazza (tablas 23, 24 y 25) distribuidas en tres sectores diferenciados (figura 42): *Sector Chantada*, *Sector Ourense* y *Sector As Neves*.

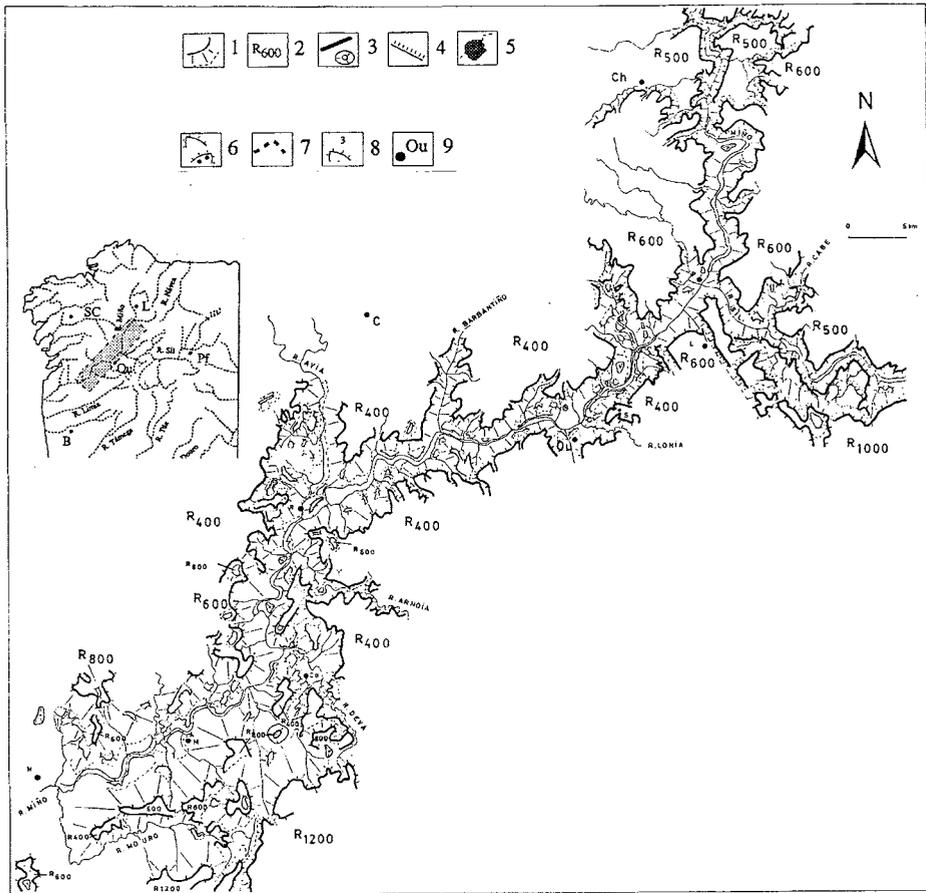
El *Sector de Chantada* abarca desde Portomarín hasta Os Peares. En él las terrazas son pequeñas y escasas (tabla 23); y su distribución altitudinal queda limitada a la franja 120-580 m.s.n.m; aunque se observa, en torno a 300 y 420 m, una mayor concentración de terrazas (ver figura 43).

Al proyectar las terrazas sobre el perfil longitudinal del curso se observan dos franjas en las que no se han preservado niveles de terraza; una de las franjas es horizontal y la otra vertical (figuras 43 y 44a). A estos espacios vacíos los hemos dado en llamar *Band gaps* (franja prohibida; en la que no se han preservado niveles de terraza).

El *band gap* horizontal define una franja de 100 m entre el aluvial  $T_0$  (+ 0 m) y la primera terraza  $T_1$  (+ 100 m). El *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). Por último la pendiente del *talweg* (0.4 %) indicaría la existencia de un moderado escarpe de erosión en retroceso.

El *Sector Ourense* abarca desde Os Peares hasta Ribadavia. En él las terrazas son más abundantes y presentan mayor continuidad lateral que en el sector de Chantada (figuras 43 y 44b). Su distribución cubre la franja de alturas comprendida entre los 80 y 480 m.s.n.m. En esta franja se llegan a contabilizar hasta quince niveles de terrazas erosivas. El hecho de que la pendiente del *talweg* sea nula (0%) permite interpretar cada nivel de terraza como un nivel de base regional (figuras 43 y 44b).

El *Sector de As Neves* abarca desde Ribadavia hasta As Neves. Es el sector con más retazos de terraza; llegándose a contabilizar dieciseis niveles de terrazas erosivas (figura 44). Su distribución en la vertical cubre una franja mayor que los sectores anteriores (40-1100 m.s.n.m.) Por lo que respecta al *talweg* se observa una moderada pendiente (0.22 %), que pone en evidencia un escarpe de erosión en retroceso (figura 43 y 44c).



**Figura 42.** Esquema geomorfológico y localización del tramo seleccionado en el Río Miño. 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 depósitos; 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.

### 8.2.1. El Sector de Chantada (Portomarín-Os Peares)

En este sector (figura 45) el río Miño se encaja profundamente (de 160 a 450 m) en los aplanamientos  $R_{500}$  y  $R_{600}$ . Mantiene un gradiente moderado (0,4%) y un ensanchamiento lateral mínimo (figuras 42 y 45). Las terrazas son pequeñas (no superan los 500 m de longitud), están mal conservadas y se localizan preferentemente en el margen derecho; lo que habla de una migración del cauce hacia el lado izquierdo. Tan solo en torno a

SECTOR	T	D
1	38	30
2	109	47
3	135	43

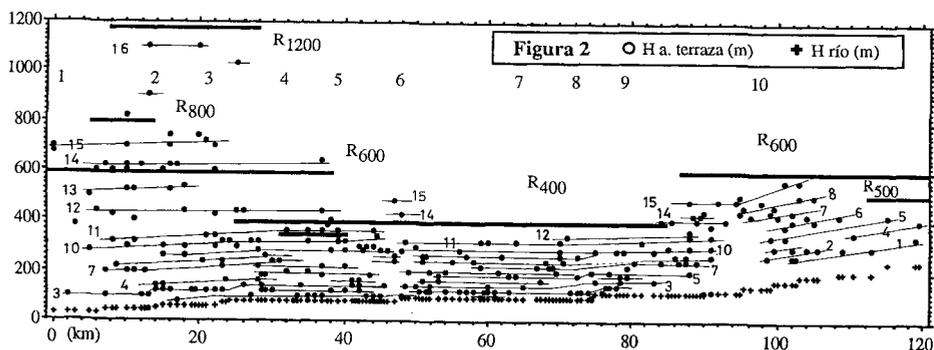
**Tabla 23.** Relación por sectores de las terrazas inventariadas en este trabajo. Leyenda: T número de terrazas; D longitud en km del sector; 1 Sector Chantada; 2 Sector Ourense; 3 Sector As Neves.

As Neves	Ourense	Os Peares
T16 (+1040/1060)	-	-
T15 (+640/680)	-	-
T14 (+540/580)	-	-
T13 (+460/480)	-	-
-	T15 (+360/400)	T9 (+360/400)
T12 (+360/410)	T14 (+310/330)	T8 (+320/340)
-	T13 (+290)	T7 (+260/300)
T11 (+280)	-	-
T10 (+240/260)	T12 (+250)	-
-	T11 (+230)	T6 (+220/240)
T9 (+200/220)	T10 (+190)	T5 (+180/200)
-	-	T4 (+150/160)
T8 (+170/180)	T9 (+170)	-
T7 (+150/160)	T8 (+150)	T3 (+140/150)
T6 (+140)	T7 (+130)	-
-	-	T2 (+120)
-	T6 (+110)	-
T5 (+100/120)	T5 (+90)	T1 (+100)
T4 (+70/80)	T4 (+70)	-
T3 (+60)	T3 (+50)	-
T2 (+40)	T2 (+30)	-
T1 (+20)	T1 (+10)	-
T0 (+0)	T0 (+0)	-

**Tabla 24.** Correlación de las terrazas erosivas identificadas en el Río Miño (entre Portomarín y As Neves). Se ha distinguido tres sectores: As Neves, Ourense y Chantada. La numeración se corresponde con la utilizada en la cartografía (figuras 45 a 47).

Replano	Sector As Neves	Sector Ourense	Sector Chantada
R1200	-	-	-
R1000	-	-	-
R800	-	-	-
R600	T14	-	-
R500	-	-	T8, T9
R400	T12	T13, T14	T7
R360	T11	-	-

**Tabla 25.** Correspondencia entre superficies de erosión y terrazas erosivas en cada sector del Río Miño. Leyenda: Ri superficie de erosión; Ti nivel de terraza.



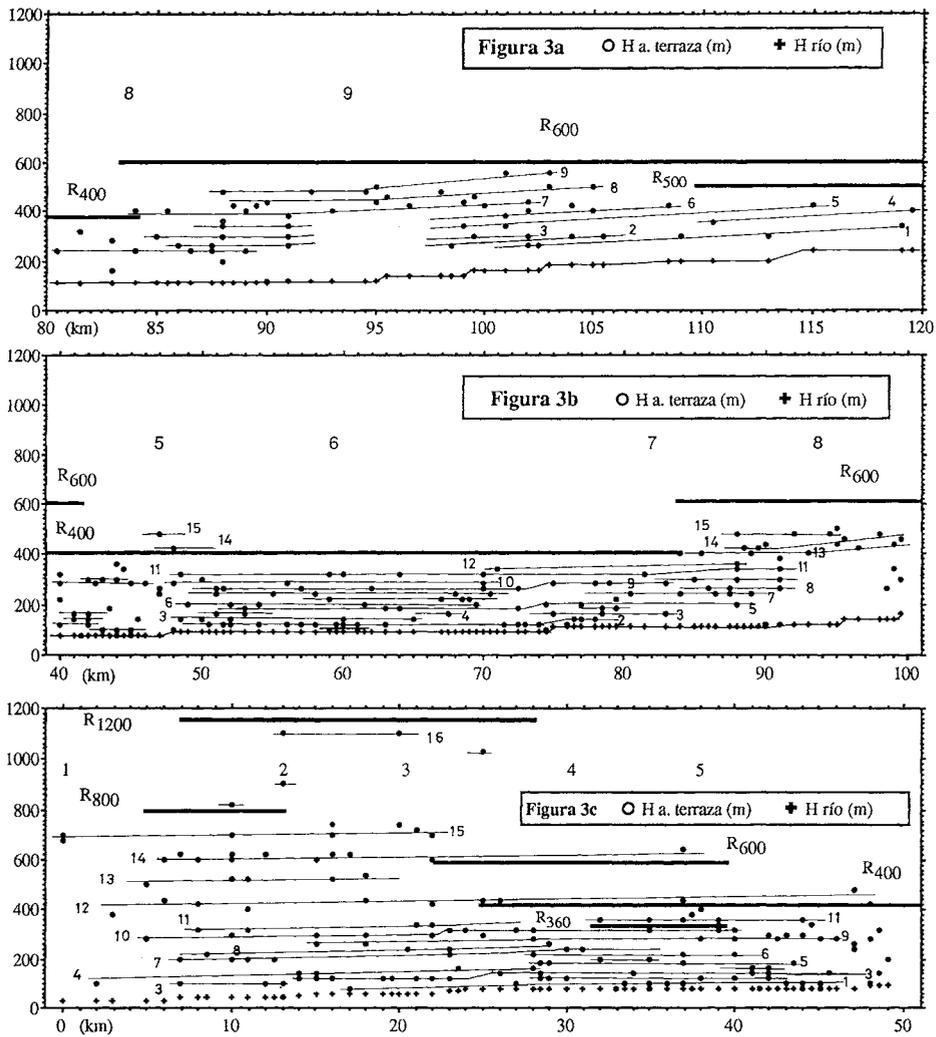
**Figura 43.** Perfil longitudinal del Río Miño en el tramo estudiado (Portomarín-As Neves) y distribución de las terrazas observadas. Leyenda: 1 As Neves; 2 Melgaço; 3 Embalse de Friera; 4 Cortegada; 5 Ribadavia; 6 Castrelo do Miño; 7 Ourense; 8 Barra do Miño; 9 Os Peares; 10 Chantada; H altura del río; Ha altura absoluta de las terrazas; R<sub>500</sub> Superficie de erosión. Escalas: vertical 1/20.000; horizontal 1/705.882.

Nogueira do Miño se distinguen algunos aterrazamientos significativos; aunque en ningún caso se hayan encontrado depósitos asociados a los niveles de terraza.

Los replanos R<sub>600</sub> y R<sub>500</sub> marcan el límite superior del encajamiento (figuras 42 y 45); por debajo se aprecian dos franjas, en torno a 420 y 300 m.s.n.m., con una mayor concentración de restos de terraza (figura 44a). En el primer caso es poco evidente su correlación con terrazas de otros sectores estudiados. Sin embargo, hacia Ourense es sustituido por el aplanamiento R<sub>400</sub>. Por su parte el nivel de 300 m.s.n.m. se puede seguir hasta Barra do Miño; volviéndose a observar, de modo discontinuo, entre Ribadavia y As Neves.

Una primera observación de las alturas relativas de las terrazas (Hr), aporta cinco datos de interés (figuras 43 y 44a): 1) la existencia de un nivel aluvial actual (T<sub>0</sub>) y de nueve niveles de terrazas erosivas a diferentes alturas relativas (Hr): T<sub>1</sub> (+ 100 m), T<sub>2</sub> (+ 120), T<sub>3</sub> (+ 140/150 m), T<sub>4</sub> (+ 150/160 m), T<sub>5</sub> (+ 180/200 m), T<sub>6</sub> (+ 220/240 m), T<sub>7</sub> (+260/300 m), T<sub>8</sub> (+320/340 m) y T<sub>9</sub> (+ 360/400 m); 2) un *Band gap* de 100 m entre la última terraza (T<sub>1</sub>) y el nivel actual del río. En esta franja no se ha observado ningún replano; 3) una discontinuidad de 8 km entre Os Peares y Chouzán en la que desaparecen los niveles de terraza T<sub>1</sub> a T<sub>6</sub> inclusive; 4) un tramo con muy pocas terrazas entre Portomarín y Chantada; y 5) un salto de unos 10 m en la vertical entre las terrazas definidas a un lado y otro de la discontinuidad de Os Peares.

El único nivel con depósitos correspondería a la llanura aluvial actual (T<sub>0</sub>); reconocida en Os Peares. El depósito es polimíctico y heterométrico; observándose tamaños de canto decimétricos. La T<sub>1</sub> (+100 m) se observa claramente a lo largo de todo el sector. Está representada por siete replanos pequeños, bien conservados y distribuidos, casi exclusivamente, por el margen derecho.



**Figura 44.** Perfil longitudinal y terrazas del Río Miño por sectores. Leyenda: 3a Sector Chantada; 3b Sector Ourense; 3c Sector As Neves; 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 a. altura del río; H a. altura absoluta de las terrazas; R<sub>500</sub> superficie de erosión. Escala vertical: 1/20.000; Escala horizontal: sector 3a 1/228.571; sector 3b 1/352.941; sector 3c 1/277.777.

La mayoría de los niveles solo están representados en el tramo situado al S de Chantada. En este sector las terrazas con representación más continua corresponden a los niveles T<sub>7</sub> y T<sub>6</sub>. No existe un nivel constituido exclusivamente por replanos grandes; en

general, los retazos de terraza son pequeños; los mayores ejemplares, cinco, se han identificado en torno a Nogueira do Miño. Todos los niveles se han reconocido en ambas márgenes; salvo la T<sub>7</sub>, que se ha desarrollado en el margen derecho.

El hecho de presentar un encajamiento con ensanchamiento lateral mínimo, ha permitido la preservación de un meandro epigénico en Nogueira do Miño; El relieve residual troncocónico (520 m) corresponde a un T<sub>8</sub> y el collado de divergencia marca el T<sub>5</sub>. Este último nivel señalaría el final de una etapa en la que el río describiría un trazado divagante y el comienzo de un encajamiento con el trazado actual.

Dado que el material (terrazas erosivas) y escala utilizados (1:50.000) introducen cierto error, se han agrupado todos los niveles en seis franjas significativas (tabla 26). Las franjas V y VI equivalen al aplanamiento R<sub>500</sub>; y la franja IV al R<sub>400</sub>. Este hecho evidencia un encajamiento prolongado y continuo del Miño; y apoya la hipótesis de una antecendencia terciaria de la red fluvial.

Franja	Hr	T
VI	+360/400	T9
V	+320/340	T8
IV	+260/300	T7
III	+220/240	T6
II	+ 150/200	T3 a T5
	100/150	T1 a T3

**Tabla 26.** Franjas de altura en las que se engloban los diferentes niveles de terraza identificados en el Río Miño (Sector Chantada). Leyenda: Hr altura relativa en m.s.n.m.; T terraza.

### 8.2.2. El Sector de Ourense (Os Peares-Ribadavia)

En este sector las características del encajamiento difieren de las mostradas en el anterior sector (figura 43). El borde superior del encajamiento viene señalado por un replano en torno a los 400 m (R<sub>400</sub>). El R<sub>600</sub> está representado por retazos en los extremos del sector: Serra do Cabalo (732m) y Coto Grande (721 m) en Os Peares; y Monte Novelle (718m) en Ribadavia. En la zona intermedia solo se observan algunos relieves residuales dispersos: Santa Agueda (685m) en Vilamarín; y Castro (635m) en Trelle.

El desarrollo del R<sub>400</sub> es considerable. Hacia el W enlaza con el R<sub>600</sub> en las inmediaciones de La Serra de Suido y Serra de Avión. Por el E el R<sub>600</sub> vuelve a observarse en Paderne, Taboadela y A Merca. estas observaciones permiten considerar al R<sub>400</sub> como una superficie de erosión fluvial, intercalada en la secuencia de terrazas erosivas del Río Miño.

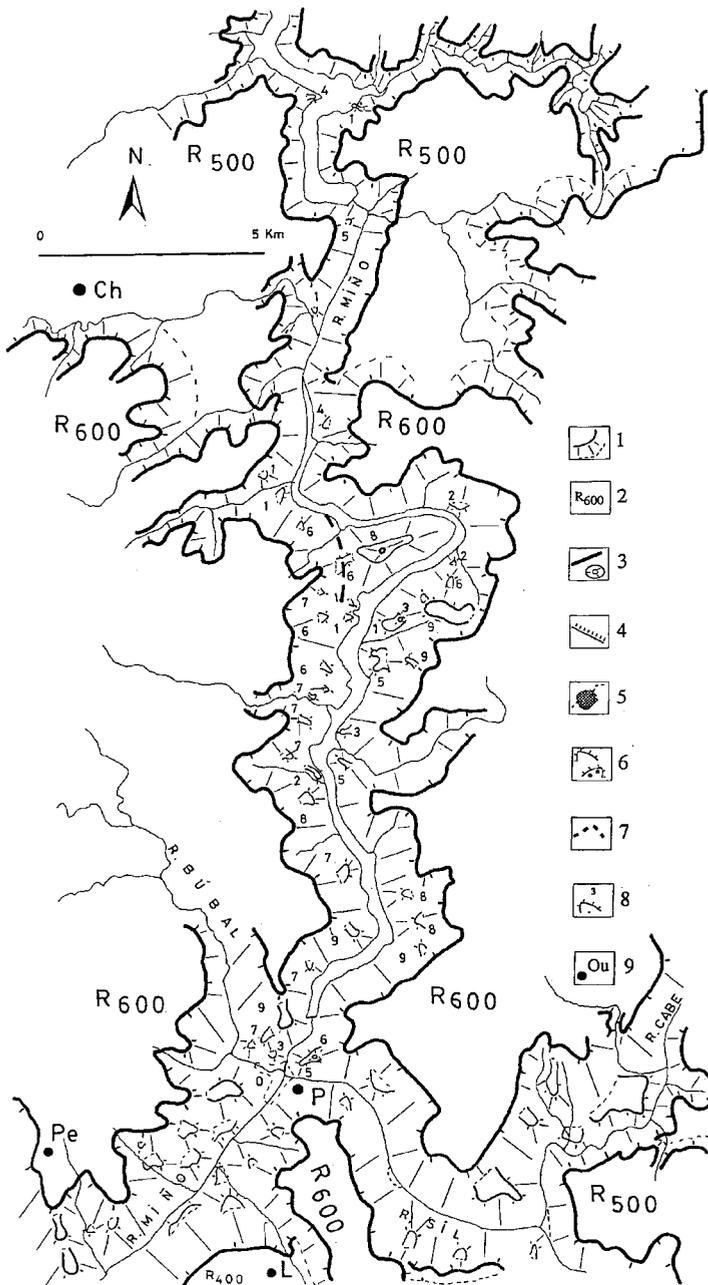


Figura 45. Cartografía de las terrazas del Río Miño en el Sector Chantada. (Ver leyenda en la figura 47).

En este sector existen zonas de fuerte incisión lineal (Río Miño en Ribadavia; Río Arnoia en Arnoia y Xunqueira de Ambía; y Río Avia en el tramo inicial); sin embargo, la tónica general es la de valles amplios que desmantelan parcialmente el  $R_{400}$ .

Dos son los aspectos más significativos del sector: por una parte la profusión, continuidad (lateral y vertical) y el carácter subhorizontal de los niveles de terraza (figura 44b); y por otra parte el perfil longitudinal del río con una pendiente muy baja.

El aplanamiento  $R_{400}$  define el borde superior del encajamiento (figuras 42 y 44). Por debajo se identificaron quince niveles de terraza:  $T_0$  (+ 0 m),  $T_1$  (+ 10 m),  $T_2$  (+ 30 m),  $T_3$  (+ 50 m),  $T_4$  (+ 70 m),  $T_5$  (+ 90 m),  $T_6$  (+ 110 m),  $T_7$  (+ 130 m),  $T_8$  (+ 150 m),  $T_9$  (+ 170 m),  $T_{10}$  (+ 190 m),  $T_{11}$  (+ 230 m),  $T_{12}$  (+ 250 m),  $T_{13}$  (+ 290 m),  $T_{14}$  (+ 310/330 m) y  $T_{15}$  (+ 360/400 m). Para validar un nivel de terraza se estableció un mínimo de cinco replanos; dada la longitud del sector (40 km) la condición impuesta parece adecuada. Tan solo se hizo una excepción con los niveles  $T_{12}$  y superiores; justificable por la extensión y buena conservación de los replanos que las constituyen, y por el carácter local de estas terrazas.

Los niveles  $T_{13}$ - $T_{15}$  son terrazas erosivas equiparables al  $R_{400}$ . Solo se han preservado en las inmediaciones de Os Peares, donde el borde superior del encajamiento viene señalado por el  $R_{600}$ . En el resto del sector (desde Barra hasta Ribadavia) el borde del encajamiento viene señalado sobre el  $R_{400}$ . Estos vestigios refuerzan el origen por erosión fluvial del  $R_{400}$ .

Los niveles mejor representados son el  $T_2$ , con diecisiete retazos de terrazas;  $T_3$ , con doce;  $T_9$ , con diez; y  $T_7$ , con nueve. Las únicas terrazas con depósitos son las inferiores ( $T_0$ - $T_3$ ) aunque no siempre se encuentran bien conservados.

En general la distribución de terrazas erosivas es aleatoria; no se observa ningún nivel desarrollado, exclusivamente, sobre una de las dos márgenes; lo que permite suponer un cierto carácter divagante del río al encajarse. Por otra parte en todos los niveles existen retazos de terraza con una aceptable continuidad lateral. Sin embargo, en detalle, se observan algunos vacíos a diferentes alturas. La posición de estos *gaps* varía lateralmente de uno a otro nivel. Hecho que permite suponer un desplazamiento longitudinal de los meandros en el curso del encajamiento.

La observación de seis relieves residuales tronco-cónicos distribuidos a lo largo de este sector y el hecho de que se correspondan a diferentes niveles de terraza ( $T_{11}$ ,  $T_9$ ,  $T_8$ ,  $T_7$ ,  $T_3$  y  $T_1$ ), reforzaría la hipótesis de un encajamiento en el que el ensanchamiento lateral ha sido una constante. En este contexto los collados contiguos a los residuales señalarían el trazado de los meandros abandonados.

En general no es evidente la correlación de los quince niveles identificados, con los observados anteriormente por otros investigadores (VIDAL-BOX, 1941; GONZÁLEZ LODERO *et al.*, 1974b; CHAMON y FERNÁNDEZ POMPA, 1974; PÉREZ-ALBER-

TI, 1978; ARAUJO, 1982; 1990). Se puede aducir como justificación el carácter puntual de estos trabajos y su enfoque limitado a los niveles con depósitos ( $T_0$  a  $T_4$ ); aún así no hay un coincidencias en la secuencia de niveles mencionado (tabla 21).

De forma aproximada se han agrupado los niveles (figura 46), establecido siete franjas (tabla 27) en las que se agrupan, casi de forma alternativa, niveles con una gran continuidad lateral dentro del sector (I, III y V) y niveles con una representación más discontinua (II, IV, VI y VII).

La conservación de las terrazas se relaciona con el tipo de incisión característico de cada franja. De forma cualitativa, las etapas con mayor carácter divagante corresponderían a franjas con menor continuidad lateral de sus terrazas. El caso opuesto correspondería a una fuerte incisión lineal, que permitiría una mayor preservación de las terrazas situadas inmediatamente por encima de la incisión.

### 8.2.3. El Sector de As Neves (Ribadavia-As Neves)

En este tercer sector vuelven a cambiar las condiciones del encajamiento. A partir de Ribadavia no se observa el aplanamiento  $R_{400}$  y en cambio se encuentran extensos retazos del  $R_{600}$ ; aumenta la sinuosidad del cauce, manteniéndose hasta el presente; y el río cambia dos veces su dirección (figura 42). Por último, el Miño corta transversalmente los residuales de Serra de Faro de Avión (1155 m) y Laboreiro (Xeitoso, 1337 m) por encima del nivel  $R_{600}$ .

Al pasar Ribadavia, el Miño vira de NE-SW a N-S; dirección que mantiene hasta la confluencia del Río Deva; en este tramo el río tiene una pendiente del 0 %. Tras la confluencia del Deva, el Miño atraviesa las Serra de Faro de Avión y Laboreiro con una pendiente del 0.2 % (figuras 43 y 44c). Todo ello apunta la antigüedad del encajamiento en este sector.

En este sector se distinguen dos tramos; el primero entre Ribadavia y la confluencia del Río Deva y el segundo desde la confluencia del Río Deva hasta As Neves.

En el primer tramo (Ribadavia-Río Deva) el Río Miño transcurre paralelo a la Serra de Faro de Avión; y el aplanamiento  $R_{600}$  señalaría, en las dos márgenes, el límite superior del encajamiento (Chán de Moirás, 802 m; Nouvelle, 718 m). La incisión y sinuosidad del curso es mayor que la observada en el tramo contiguo aguas arriba (*Sector de Ourense*). De hecho; el encajamiento máximo alcanza los 500 m, se observan meandros epigénicos por debajo de la  $T_5$  (Cortegada) y extensas superficies-terrazza por encima de  $T_{11}$  (Cortegada y Frieira).

El segundo tramo (Río Deva-As Neves) se caracteriza por: su profunda incisión lineal (el borde del encajamiento está formado por un  $R_{1200}$  y el cauce está a unos

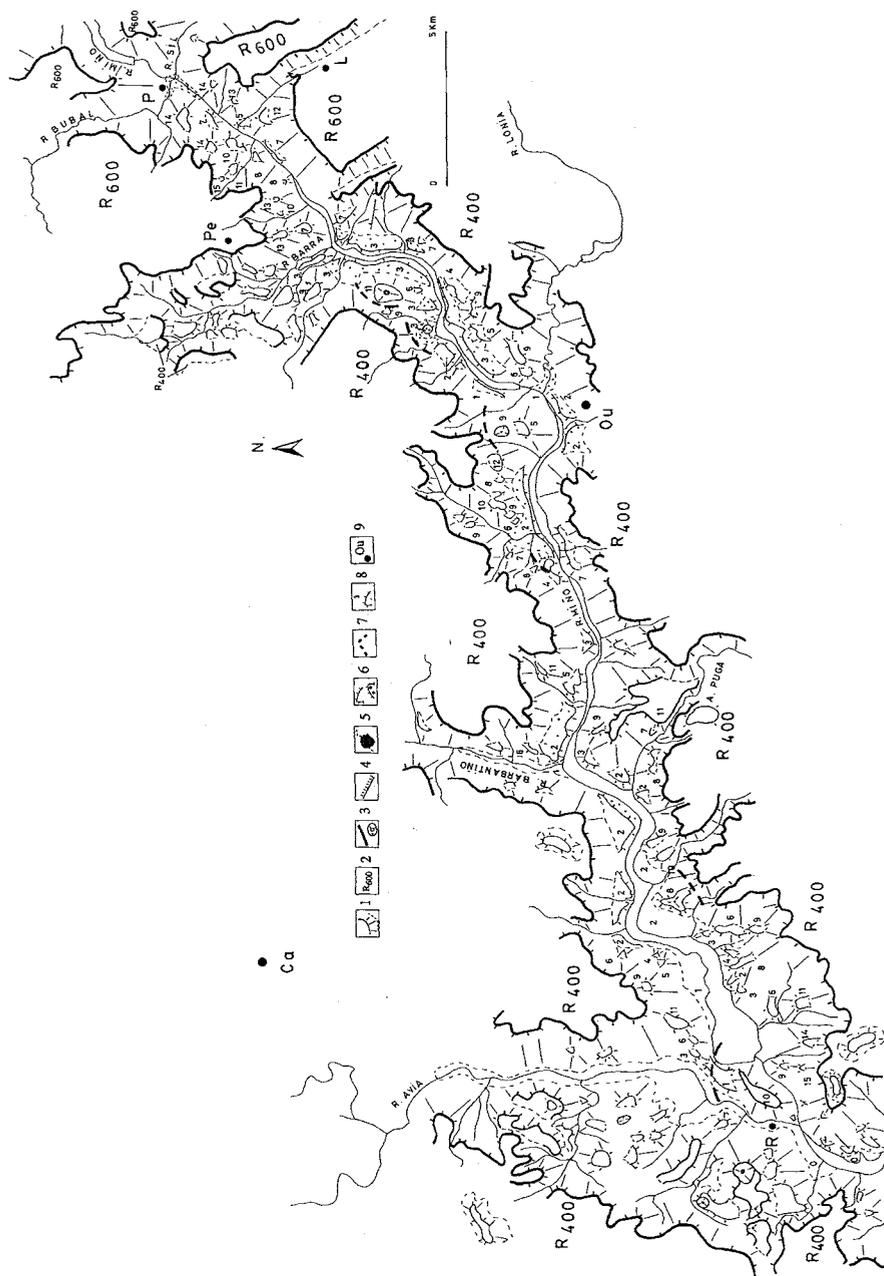


Figura 46. Cartografía de las terrazas del Río Miño en el Sector Ourense. (Ver leyenda en la figura 47).

Franja	Hr	T	C
VII	+ 290/400	T <sub>13</sub> a T <sub>15</sub>	d
VI	+ 190/250	T <sub>10</sub> a T <sub>12</sub>	d
V	+ 170	T <sub>9</sub>	c
IV	+ 110/150	T <sub>6</sub> a T <sub>8</sub>	d
III	+ 90	T <sub>5</sub>	c
II	+ 50/70	T <sub>3</sub> , T <sub>4</sub>	d
I	+ 0/30	T <sub>0</sub> a T <sub>2</sub>	c

**Tabla 27.** Franjas de altura en las que se engloban los diferentes niveles de terrazas erosivas identificados en el Río Miño (Sector Ourense). Leyenda: Hr altura relativa en m.s.n.m.; T terraza; C continuidad lateral de los niveles; c gran continuidad; d existen discontinuidades.

50 m.s.n.m.); un trazado algo sinuoso, definido por meandros con gran radio de giro; y unas extensas superficies terraza en los niveles más altos (T<sub>12</sub>-T<sub>16</sub>).

La existencia de un aplanamiento R<sub>800</sub> se apoya en la conservación de retazos a esta altura, en ambos márgenes de la *Dorsal Galaica*: Chán do Rei (959 m) y Alto de Montouto (810 m) en A Cañiza; Bonuza da Xaliña (802 m) y Coto de Dietiro (792 m) en Melón; Alto do Bostelo (719 m) y Facho (768 m) en Freixo; y los Altos da Lagoa (862 m) en Celanova. Estos retazos se correlacionan, hacia el E, con un extenso aplanamiento que define el borde de la Cuenca de Xinzo da Limia (figura 42).

Por encima de los 800 m quedarían los residuales y sobre ellos las superficies de cumbrés. Estas señalan aplanamientos a diferentes alturas para las dos márgenes: R<sub>1000</sub> en la Serra do Faro de Avión y R<sub>1200</sub> para la Serra de Laboreiro. Así pues entre Ribadavia y As Neves el encajamiento del Río Miño viene claramente señalado por el R<sub>600</sub>; existiendo evidencias de una superficie más alta (R<sub>800</sub>) en las dos márgenes.

En el diagrama de alturas absolutas (Ha) (figuras 43 y 44c) se han diferenciado hasta dieciseis niveles de terraza; de los cuales, solo en tres (T<sub>0</sub>-T<sub>2</sub>) se identificaron depósitos más o menos claros. La distribución en altura de estos niveles es la siguiente: T<sub>0</sub> (0 m), T<sub>1</sub> (+ 20 m), T<sub>2</sub> (+ 40 m), T<sub>3</sub> (+ 60 m), T<sub>4</sub> (+ 70/80 m), T<sub>5</sub> (+ 100/120 m), T<sub>6</sub> (+ 140 m), T<sub>7</sub> (+ 150/160 m), T<sub>8</sub> (+ 170/180 m), T<sub>9</sub> (+ 200/220 m), T<sub>10</sub> (+ 240/260 m), T<sub>11</sub> (+ 280 m), T<sub>12</sub> (+ 360/400 m), T<sub>13</sub> (+ 460/480 m), T<sub>14</sub> (+ 540/580 m), T<sub>15</sub> (+640/680 m) y T<sub>16</sub> (+ 1040/1060 m).

La continuidad lateral de los niveles es menor que en el sector Ourense. En efecto, solo cinco niveles de terraza se identifican claramente a lo largo de todo el sector (T<sub>3</sub>, T<sub>4</sub>, T<sub>9</sub>, T<sub>10</sub> y T<sub>11</sub>). En el resto de los casos se observa un predominio diferente. Los niveles T<sub>0</sub> a T<sub>2</sub> y T<sub>5</sub> a T<sub>6</sub> son más continuos y relevantes en el primer tramo (Ribadavia-Río Deva); por el contrario, los niveles superiores T<sub>12</sub> a T<sub>16</sub> prácticamen-

te quedan limitados al segundo tramo (As Neves-Embalse de Frieira). No obstante este sector es el que conserva más y mayores restos de niveles de terraza.

En general los niveles bajos están formados por replanos de gran extensión lateral; mientras que en los niveles altos solo T<sub>10</sub> y T<sub>11</sub> cumplen esta condición. El caso más significativo se observa en las inmediaciones de Cortegada; en este punto la terraza nº 198 (T<sub>11</sub>) se extiende a lo largo de unos 10 km definiendo una pequeña superficie en torno a los 360 m.s.n.m. Sobre esta terraza se pueden distinguir media docena de residuales correspondientes a niveles superiores.

Por lo que respecta al carácter del trazado se aprecian dos etapas. La más antigua se observa en el Tramo Melgaço-A Peroxa, entre los niveles T<sub>11</sub> y T<sub>15</sub>; y está caracterizada por residuales tronco-cónicos, que inducen a pensar en un trazado divagante del Miño. Por el contrario, en Cortegada se observan varios meandros epigénicos que corresponderían a una etapa más reciente (T<sub>3</sub>-T<sub>5</sub>); y que podría corresponderse con una elevación relativa del terreno.

La distribución altitudinal de las terrazas define siete franjas netas (tabla 28). Las franjas II y V se reconocen a lo largo de todo el sector, y los niveles que las forman presentan una gran correlación lateral; las franjas I y III son características del tramo Río Deva-Ribadavia; por último las franjas IV, VI y VII presentan mayor desarrollo entre el Río Deva y As Neves. La franja VI agrupa las terrazas erosivas superiores que todavía están bien caracterizadas. En esta franja es clara la relación entre las superficies de erosión R<sub>600</sub> y R<sub>400</sub> con las terrazas T<sub>12</sub> y T<sub>14</sub>, respectivamente. El registro, casi continuo, de terrazas por debajo del R<sub>800</sub> permite suponer un encajamiento constante y prolongado del Miño durante la etapa post-R<sub>800</sub>; periodo en el cual no habrían existido episodios tectónicos importantes.

La distribución altitudinal de terrazas erosivas permite realizar tres observaciones más: 1) la separación entre los niveles de terraza es menor a medida que descendemos en altura; 2) en el tramo río Deva-As Neves se han preservado menos niveles de terra-

Franja	Hr	T
VII	+ 780/1060	T <sub>16</sub>
VI	+ 360/680	T <sub>12</sub> a T <sub>15</sub>
V	+ 200/280	T <sub>9</sub> a T <sub>11</sub>
IV	+ 150/180	T <sub>7</sub> y T <sub>8</sub>
III	+ 100/140	T <sub>5</sub> y T <sub>6</sub>
II	+ 60/80	T <sub>3</sub> y T <sub>4</sub>
I	+ 0/40	T <sub>0</sub> a T <sub>2</sub>

**Tabla 28.** Franjas de altura en las que se engloban los diferentes niveles de terrazas erosivas identificados en el Río Miño (Sector As Neves). Leyenda: Hr altura relativa en m.s.n.m.; T terraza.

za que en los tramos situados aguas arriba; y 3) la correlación lateral entre las terrazas  $T_{12}$  y  $T_{14}$  y las superficies de erosión  $R_{600}$  y  $R_{400}$ , respectivamente.

En el primer caso podría deberse a un problema de preservación; a medida que nos acercamos al presente, el registro es más nítido y está menos degradado. En el segundo caso, la existencia de Band-gaps entre los niveles  $T_4$ - $T_7$  y  $T_0$ - $T_3$ , podría deberse a la destrucción de las terrazas por la erosión remontante (actualmente existe un escarpe en las inmediaciones de Frieira). En el tercer caso la correlación lateral entre niveles de terrazas y superficies de erosión parece corroborar la antigüedad de la red en este Sector.

En síntesis; el Sector de As Neves (figura 47) se caracteriza porque, en ambas márgenes del río, se conservan retazos de los aplanamientos  $R_{800}$ ,  $R_{600}$  y  $R_{400}$ . Por debajo del replano  $R_{400}$  se distinguen hasta once niveles de terrazas erosivas; sus características son: continuidad lateral y gran amplitud. Por último, se observan diferentes pendientes del talweg para los dos tramos identificados; 0% en el tramo N-S y 0.2% en el NE-SW, lo que sugiere la existencia de un escarpe de erosión remontante.



**Figura 47.** Cartografía de las terrazas del Río Miño en el Sector 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; C Cortegada; Ca Carballiño; Ch Chantada; L Luintra; M Melgaço; N As Neves; Ou Ourense; P A Peroxa; R Ribadavia; S Sabadelle; So Sober.

CAPÍTULO 9

***LAS TERRAZAS DEL RÍO SIL EN EL  
TRAMO CARUCEDO-OS PEARES***



## 9. LAS TERRAZAS DEL RÍO SIL EN EL TRAMO CARUCEDO-OS PEARES

### 9.1. DESCRIPCIÓN GENERAL DEL TRAMO SELECCIONADO

El Río Sil (figura 48) nace en la vertiente S de la Cordillera Cantábrica (Villablino; León). Su trazado corta transversalmente los materiales hercínicos, con una orientación aproximada ENE-WSW, modificada por inflexiones puntuales de orientación meridiana: N-S en los tramos Fabero-Toreno y Carucedo-Puente de Domingo Flórez; y S-N entre Montefurado y Quiroga. Estas inflexiones individualizan cuatro regiones naturales (comarcas): La Babia, El Bierzo, Valdeorras y el Cañón del Sil o *Ribeira Sacra*. El estudio realizado se limita a las terrazas de las comarcas de Valdeorras y Cañón do Sil. En este tramo se han diferenciado tres sectores: O Barco, Quiroga y Os Peares. *El Sector O Barco* se define entre Carucedo y la confluencia del Río Návea (Montefurado); el *Sector Quiroga* entre Montefurado y la confluencia del Río Lor; y el *Sector Os Peares* entre el Río Lor y la confluencia al Miño en Os Peares.

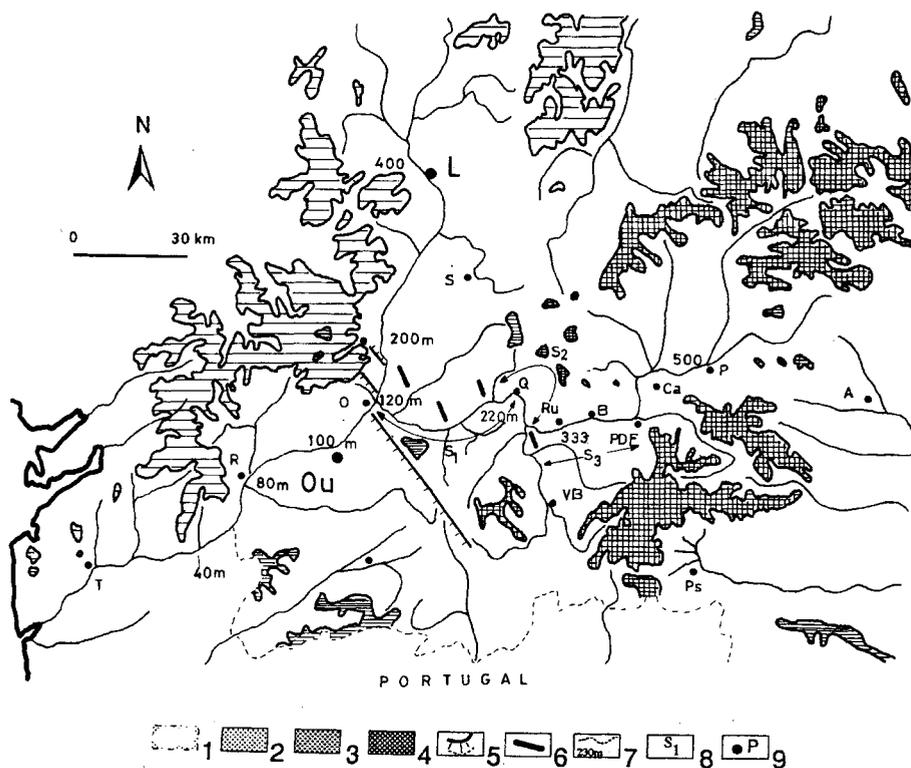
#### 9.1.1. Marco geomorfológico

La cabecera del Sil se encuentra sobre el *Antiforme de Narcea*; hasta Montefurado atraviesa la Zona Astur Occidental Leonesa de JULIVERT *et al.* (1972); y desde Montefurado, el Dominio del Anticlinorio del Olló de Sapo. La mayor parte del trazado es sobre pizarras; aunque también atraviesa pequeños batolitos graníticos y fosas con sedimentos cenozoicos (El Bierzo, O Barco, A Rúa y Quiroga). La relación del trazado y la estructura siempre estuvo latente en las cartografías antiguas; pero hasta esta década no se relaciona de forma explícita con la tectónica alpina (VERGNOLLE, 1990; SANTANACH, 1994).

En la comarca de Babia el Sil va encajado entre dos alineaciones montañosas divergentes; las estribaciones occidentales de la Cordillera Cantábrica. La alineación septentrional corresponde a las Serra de Ancares y O Courel; y la meridional a los Montes Galaico-Leoneses (Monte de León y Serra da Cabrera, Segundeira, Eixo, Calva y O Canizo). Ambas alineaciones señalan una superficie  $R_{2000}$ , degradada y progresivamente fragmentada hacia el S. Dentro del encajamiento se observan dos replanos más: un  $R_{1600}$  (Villablino y Serra de Gistreo) y un  $R_{1200}$  (interfluvio Ríos Cúa-Sil).

En la comarca del Bierzo se han preservado tres replanos: la *Superficie de Brañuelas*, en el interfluvio Sil-Orbigo ( $R_{1200}$ - $R_{1000}$  según la degradación); y la Superficie del Bierzo en torno a la Fosa ( $R_{800}$ ).

En la comarca de Valdeorras el Sil corta transversalmente las estribaciones de la Cordillera Cantábrica; señalando el borde del encajamiento por retazos dispersos y a diferentes alturas ( $R_{1600}$ ,  $R_{1400}$  y  $R_{1200}$ ). Dentro del encajamiento se han observado



**Figura 48.** Marco geográfico y localización del área estudiada. Modificado a partir de VIDAL-BOX (1941). Leyenda: 1 área estudiada; 2 600-1000 m; 3 1000-1400; 4 más de 1400 m; 5 escarpe morfoestructural; 6 relieve residual estructural; 7 altitud del río; 8 sector: S1 Sector Os Peares S2 Sector Quiroga; S3 Sector O Barco; 9 población: A Astorga; B O Barco; Br Braga; C Cortegada; Ca Carucedo; Cb Carballiño; Ch Chantada; G A Guarda; L Lugo; M Melgaço; N As Neves; O Os Peares; Ou Ourense; P Ponferrada; Ps Puebla de Sanabria; Q Quiroga; R Ribadavia; S Santiago de Compostela; T Tuy; V Villablino; Ve Verín.

tres áreas de pequeña extensión superficial, en las que se acumulan un gran espesor de sedimentos (O Barco, A Rúa y Quiroga).

La comarca del *Cañón do Sil* se desarrolla al W de los bloques montañosos. En este sector el encajamiento de la red es muy pronunciado; la socavación lateral despreciable; y los bordes del encajamiento muestran una gran diferencia de alturas de una a otra ribera. El margen meridional define mayores alturas ( $R_{1000}$ ,  $R_{800}$  y  $R_{600}$ ) que el septentrional ( $R_{600}$  con algunos residuales del  $R_{800}$ ). Esto implica un proceso de degradación por erosión fluvial-corrosión química hasta el  $R_{600}$ ; y a partir de la  $R_{600}$  un encajamiento preferente por elevamiento tectónico de Galicia.

### 9.1.2. Capturas y codos fluviales

En conjunto, la cuenca del Sil se podría asimilar a una red de trazado rectangular, con cierto carácter disimétrico, dadas las numerosas capturas. Así pues, parece evidente la adaptación de la red a la estructura; sin que por ello se reste carácter epigénico al trazado. No obstante un análisis detallado de la red de drenaje revela cierta diversidad de geometrías; lo que sugiere una secuencia de procesos más compleja de lo que se esperaba en un principio.

En La Babia la geometría de la red es subparalela (todos los cursos corren en el mismo sentido; pero el principal lo hace en dirección oblicua a los secundarios, que son paralelos entre sí).

En el Bierzo es paralela (los Ríos Sil, Burbia, Cúa y Boeza presentan la misma dirección y sentido).

En Valdeorras se observan varias redes: disimétrica (gran desarrollo de la red afluyente por la izquierda); rectangular (Xares y Bibei); subparalela (Soldón, Quiroga y Lor); e incluso obsecuente (los tramos de cabecera del Návea y Cabrera corren en sentido contrario al Sil).

En el *Cañón do Sil*, salvo el Río Cabe, la red afluyente es poco significativa o está mal desarrollada. Los principales afluentes (Edo, Mao) son vestigios de una red fosil parcialmente capturada.

### 9.1.3. Disimetría de las terrazas

Las terrazas del Sil ya fueron objeto de estudio (tabla 29) por VIDAL-BOX (1941) y HERNÁNDEZ-PACHECO (1949). En este trabajo nos ceñiremos al tramo gallego del Sil, donde se observa una disminución de los replanos que se han observado hacia el W; y dentro de cada sector, cierta disimetría numérica entre los márgenes: en el Sector O Barco el margen derecho presenta un mayor número de terrazas erosivas que el izquierdo (tabla 30); mientras que en los Sectores Quiroga y Os Peares ocurre lo contrario. La mayoría de los casos corresponden a las terrazas más altas de cada sector; lo que se explicaría por la diferencia de alturas que presentan los bordes del encajamiento en cada sector (tabla 31).

Estas observaciones concuerdan con las secciones transversales tipo (figura 49). En los Sectores Quiroga y Os Peares la vertiente septentrional es más abrupta que la meridional; que está suavizada por glacis-terrazza y relieves residuales; que señalan una migración lateral del encajamiento (hacia el margen septentrional). En el Sector O Barco ocurre lo contrario; sin embargo la vertiente septentrional está compartimentada y degradada por los cursos afluentes.

*Las terrazas del Río Sil en el tramo Carucedo-Os Peares*

	Curso medio (1)	Curso medio (2)	O Barco (2)	Ponferrada (2)
Río	220 (*)	220 (*)	330	500
T <sub>1</sub>	+4-8	+5	-	+5
T <sub>2</sub>	+25-30	+10-12	+10-12	+10-12
T <sub>3</sub>	+40	+25-30	+25-30	+25-30
T <sub>4</sub>	>+85 (**)	-	-	-

**Tabla 29.** Altura en m de las terrazas cartografiadas en el Río Sil. Leyenda: 1 HERNÁNDEZ-PACHECO, (1949); 2 VIDAL-BOX, (1941); \* Cota actual en Quiroga; \*\* Prácticamente inexistente.

	I	D	T
B	57	105	162
Q	41	28	69
P	33	12	45

**Tabla 30.** Distribución de replanos por márgenes en el Río Sil (tramo Carucedo-Os Peares). Leyenda: B Sector O Barco, D margen derecho, I Margen izquierdo, P Sector Os Peares, Q Sector Quiroga, T total de terrazas.

S	T <sub>i</sub>	V
B	11	D
B	15	I
Q	10	I
Q	11	I
Q	12	I
Q	13	I
P	1	D
P	2	I
P	3	D
P	9	I
P	10	I
P	11	I
P	12	I
P	13	I

**Tabla 31.** Relación de las terrazas del Río Sil que se han preservado en una sola vertiente; con indicación del margen y sector en el que se encuentran. Leyenda: B Sector O Barco, D margen derecho, I Margen izquierdo, P Sector Os Peares, Q Sector Quiroga, S Sector, T<sub>i</sub> número de la terraza; V vertiente en la que se ha preservado.

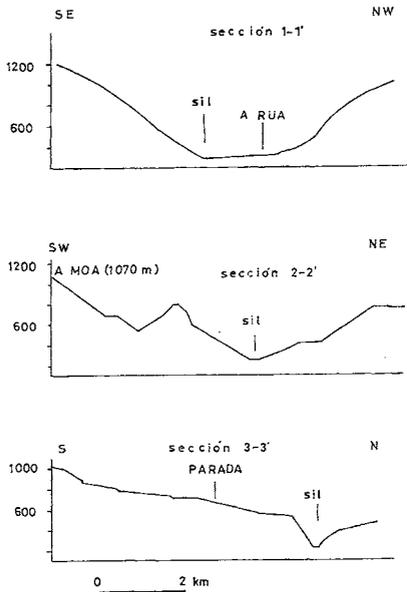


Figura 49. Perfiles topográficos de tres secciones transversales al Río Sil.

#### 9.1.4. El encajamiento

El encajamiento de la red presenta una característica común a todo el trazado; la baja pendiente en el perfil longitudinal: 1.4% en La Babia; 0.7% en El Bierzo; 0.28% en A Rúa; 0.09% en Quiroga; y 0.25% en Os Peares. Aparte se observaron algunas características específicas de cada sector.

El Sector *O Barco* se caracteriza por la intercalación de glacis entre los niveles de terraza y los grandes espesores de sedimentos (fosas de O Barco y Quiroga, aluviales de Montefurado, Llanos de Larouco y valle de Rubiá). En el Sector *Quiroga* destacan el acomodamiento del curso actual, los relieves residuales del margen izquierdo (Lousadela, 770 m; Alto das Arandeiras, 840 m; Pena Grande, 610 m), y los meandros epigénicos. Y el Sector *Os Peares* se distingue por la diferencia de alturas que señalan los bordes del encajamiento (más alto el izquierdo que el derecho) y las dos etapas que se aprecian en el encajamiento (una superior, registrada solo en el margen izquierdo, con vertientes-glacis y extensas terrazas; y otra inferior, con vertientes muy abruptas, pocas terrazas y pequeñas, y un ensanchamiento lateral irrelevante (figura 49).

## 9.2. ANÁLISIS DE LAS TERRAZAS POR SECTORES

De las cuatro regiones naturales del Río Sil (Babia, El Bierzo, Valdeorras y Cañón do Sil o Ribeira Sacra), aquí solo se estudian las terrazas en las dos últimas. En un análisis preliminar se han diferenciado tres sectores: Sector *O Barco* (región de

Valdeorras), Sector de Os Peares (Ribeira Sacra) y el Sector Quiroga, que vendría a constituir la frontera entre los otros dos sectores.

En la tabla 32 se recoge la altura relativa de las diferentes terrazas; en la tabla 33, las correlaciones entre las terrazas de los diferentes sectores; y en la tabla 34 las correlaciones entre las superficies y las terrazas identificadas dentro del encajamiento del Sil.

Os Peares	Quiroga	O Barco
T13 700 m	-	-
-	-	T20 640/660 m
T12 600/620 m	T13 620 m	T19 600/620 m
-	-	T18 580 m
T11 540/560 m	-	-
-	-	T17 520/540 m
-	T12 500 m	T16 500 m
-	T11 480 m	T15 480 m
T10 440/460 m	T10 460 m	T14 440/460 m
T9 410/420 m	T9 400/420	T13 420 m
T8 380/400 m	-	T12 380/400 m
-	T8 360/380 m	-
T7 340 m	-	T11 340/360 m
-	T7 320 m	T10 300/320 m
T6 280/300 m	T6 280 m	T9 280 m
T5 240 m	T5 240/260 m	T8 240/260 m
T4 180/220 m	T4 200/210 m	T7 200/220 m
T3 160 m	T3 160/180 m	T6 160/180 m
T2 120/140 m	T2 140 m	T5 140 m
-	-	T4 100/120 m
-	T1 80/100 m	T3 80 m
T1 40/60 m	-	T2 40/60m
-	-	T1 20m
T0 0/10 m	-	T0 0-40m

**Tabla 32.** Altura relativa de la terrazas erosivas identificadas en cada uno de los sectores estudiados del Río Sil (tramo Carucedo-Os Peares). Las correlaciones laterales entre los diferentes niveles viene reflejada en la tabla 31.

P	Q	B
T12	T13	T19
-	T12	T16
-	T10	T14
-	T9	T12
T8	T8	T11
T7	T7	T10
T6	T6	-
-	T5	T8
T4	T4	-
T4	T3	T6
T2	T2	T5
-	T1	T3

**Tabla 33.** Correlaciones laterales entre las diferentes niveles de terrazas erosivas identificados en el Río Sil entre Carucedo y Os Peares. Leyenda: B Sector O Barco; P Sector Os Peares; Q Sector Quiroga; Ti nivel de terraza.

Sector Os Peares		Sector Quiroga		Sector O Barco	
R <sub>i</sub>	T <sub>i</sub>	R <sub>i</sub>	T <sub>i</sub>	R <sub>i</sub>	T <sub>i</sub>
R1200	-	R1200	-	R1200	-
R1000	-	R1000	-	R1000	T20
R800	T12, T11	R800	T10, T12	R800	T16, T14
R600	T10, T8	-	T8, T7	R600	T10, T8
R500	T7	-	-	R500	T8, T7
-	-	-	-	R400	T, T

**Tabla 34.** Principales correlaciones entre los replanos y niveles de terraza identificados en cada sector estudiado. Leyenda: Ri replano; Ti terraza.

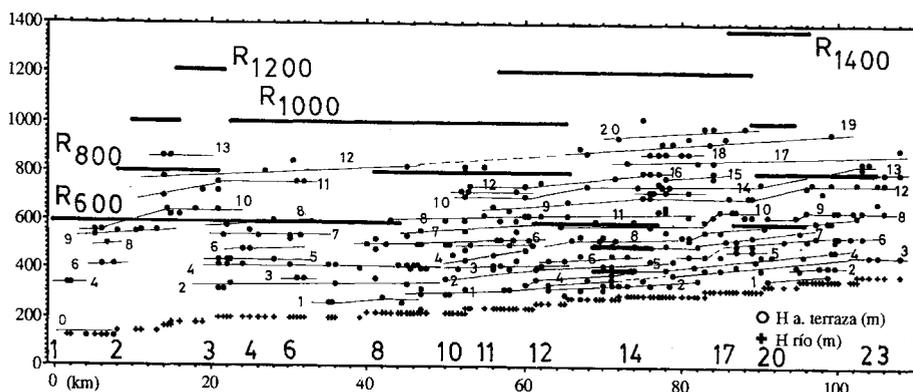
### 9.2.1. El Sector O Barco

El *Sector O Barco* se definió entre Carucedo y la confluencia del Návea, en Montefurado. De los tres sectores es el más largo (50 km) y en el que más niveles de terraza se han interpretado (veinte). En términos absolutos cuenta con el mayor número de retazos de terraza: y proporcionalmente, los más grandes. También es el que más aplanamientos intercala en la secuencia de terrazas (R<sub>400</sub>, R<sub>500</sub>, R<sub>600</sub>, R<sub>800</sub>) (figura 50).

Respecto a la red, la pendiente longitudinal del *talweg* es muy pequeña (0.28%), como en los otros dos sectores estudiados. La geometría de la red afluyente es irregular y disimétrica, como se comentó en el apartado *descripción del área*. Pero si nos limitamos al valle del Río Sil *s.s.*, todavía se pueden apuntar más apreciaciones. Concretamente, en el *Sector de O Barco* existe un importante desarrollo lineal del encajamiento; una red afluyente de carácter torrencial, poco relevante en comparación con el curso principal; y mucho más desarrollada en el margen derecho que en el izquierdo (muy probablemente formada con bastante posterioridad a la del curso principal) (figura 52).

En este sector la tendencia general del río es ENE-WSW. Sin embargo, a pequeña escala se observan variaciones significativas que permiten distinguir tres tramos con direcciones diferentes. De E a W tendríamos: NNW-SSE (Carucedo-Puente de Domingo Flórez); ENE-WSW (Puente de Domingo Flórez-Seadur de Petín); ESE-WNW (Seadur de Petín-Río Návea) (figura 52).

En el tramo oriental (Carucedo-Puente de Domingo Flórez) el Río Sil se encaja linealmente en el R<sub>800</sub> con moderada sinuosidad; y su trazado señala la frontera natural entre las regiones geográficas del Bierzo y Valdeorras. En el tramo central (Puente de Domingo Flórez-Seadur de Petín) el Río Sil señala un arco de amplio radio, cóncavo hacia el S. En este tramo existen dos fosas sedimentarias (O Barco y A Rúa), y una zona con extensos recubrimientos superficiales (Valle de Rubiá). Además el valle se hace más ancho y se acentúa la sinuosidad; aunque ésta no presenta un carácter epigénico, ya que viene señalada por niveles de terraza bajos (T<sub>0</sub> y T<sub>3</sub>). El último tramo diferenciado es el occidental,



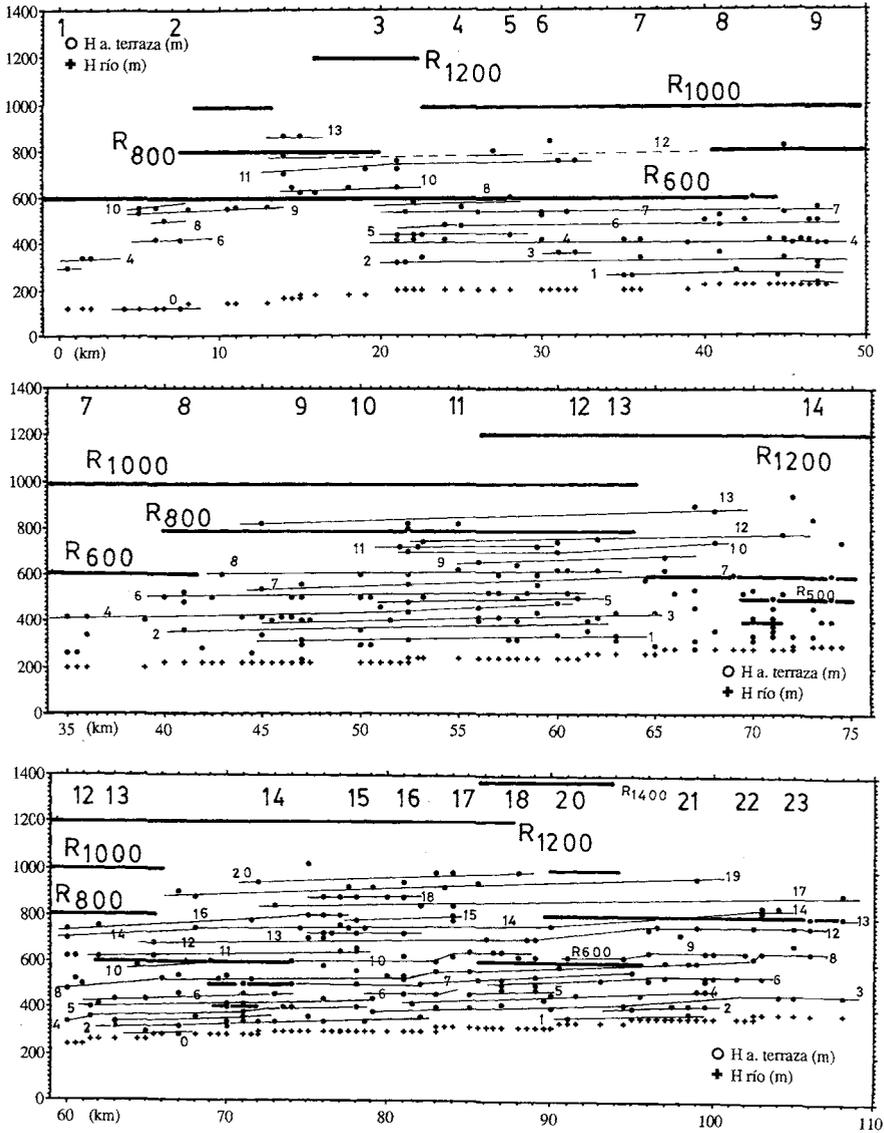
**Figura 50.** Perfil longitudinal del Río Sil en el tramo estudiado (Carucedo-Os Peares) y distribución de las terrazas observadas. Leyenda: 1 Os Peares; 2 Río Cabe; 3 Parada do Sil; 4 Río Mao; 5 Castro Caldelas; 6 Río Edo; 7 Arroyo San Xoan; 8 Río Lor; 9 Quiroga; 10 Río Quiroga; 11 Río Soldón; 12 Río Bibe; 13 Montefurado; 14 A Rúa; 15 Río Leira; 16 Arroyo San Xulián; 17 O Barco; 18 Arroyo Entoma; 19 Arroyo Candís; 20 Arroyo Casoi; 21 Puente de Domingo Flórez; 22 As Médulas; 23 Carucedo; H a. altura del río; Ha altura absoluta de las terrazas; R500 Superficie de erosión. Escalas: vertical 1/20.000; horizontal 1/628.571.

que está caracterizado por su gran sinuosidad; observándose varios meandros con cierto carácter epigénico; y que se encajan en los niveles de terraza  $T_2$ ,  $T_3$  y  $T_4$  (figura 52).

En el Sector *O Barco* los principales vestigios de la acción fluvial se encuentran en dos fosas sedimentarias (*O Barco* y *A Rúa*) y en dos zonas con extensos recubrimientos superficiales (*Montefurado* y *Valle de Rubiá*). 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*). Además existen numerosos replanos dentro del encajamiento; algunos de los cuales se han interpretado como retazos de terrazas erosivas; y se han utilizado para dilucidar una secuencia de procesos (figura 51).

De los tres sectores diferenciados, el Sector *O Barco* es el que presenta una mayor dispersión altitudinal de sus terrazas erosivas; éstas cubren la franja que va de los 280 a los 1000 m de altura. Los veinte niveles identificados son (figura 51a y tabla 32):  $T_0$  (+0/20 m),  $T_1$  (+20 m),  $T_2$  (+40/60 m),  $T_3$  (+80 m),  $T_4$  (+100/120 m),  $T_5$  (+140 m),  $T_6$  (+160/180 m),  $T_7$  (+200/220 m),  $T_8$  (+240/260 m),  $T_9$  (+280 m),  $T_{10}$  (+300/320 m),  $T_{11}$  (+340/360 m),  $T_{12}$  (+380/400 m),  $T_{13}$  (+420 m),  $T_{14}$  (+440/460 m),  $T_{15}$  (+480 m),  $T_{16}$  (+500 m),  $T_{17}$  (+520/540 m),  $T_{18}$  (+580 m),  $T_{19}$  (+600/620 m),  $T_{20}$  (+640/660 m).

En la distribución de las terrazas se observan ciertas asimetrías. El 65% de los retazos se encuentran en el margen septentrional (derecho) (tabla 30); sin embargo solo el nivel



**Figura 51.** Perfil longitudinal y terrazas del Río Sil por sectores. Leyenda: 4a Sector O Barco; 4b Sector Quiroga; 4c Sector Os Peares; 1 Os Peares; 2 Río Cabe; 3 Parada do Sil; 4 Río Mao; 5 Castro Caldelas; 6 Río Edo; 7 Arroyo San Xoan; 8 Río Lor; 9 Quiroga; 10 Río Quiroga; 11 Río Soldón; 12 Río Bibe; 13 Montefurado; 14 A Rúa; 15 Río Leira; 16 Arroyo San Xulián; 17 O Barco; 18 Arroyo Entoma; 19 Arroyo Candís; 20 Arroyo Casoi; 21 Puente de Domingo Flórez; 22 As Médulas; 23 Carucedo; H altura del río; Ha altura absoluta de las terrazas; R<sub>500</sub> Superficie de erosión. Escala vertical: 1/20.000; Escala horizontal: sector 3a 1/287.356; sector 3b 1/242.424; sector 3c 1/294.117.

T<sub>11</sub> se interpretó a partir de retazos preservados, exclusivamente, en la margen derecha. por otra parte, todos los retazos de T<sub>15</sub> se encuentran en el margen izquierdo.

La preservación de los niveles de terraza ha sido desigual; el tramo A Rúa-O Barco (figura 52) cuenta con el mayor número de terrazas; algunas de las cuales no se han identificado en los otros dos tramos del Sector (T<sub>13</sub>, T<sub>15</sub>, T<sub>18</sub>, T<sub>20</sub>). La continuidad con la que se suceden en la vertical solo permite observar, en este tramo, un pequeño salto entre T<sub>10</sub> y T<sub>12</sub>. Esta franja no constituye un *Band gap s.s.*, ya que contiene varios retazos que se correlacionan lateralmente con el nivel T8 del Sector Quiroga.

Sin embargo en el tramo oriental (Carucedo-Puente de Domingo Flórez) se observan cuatro *Band gaps* entre los niveles de terraza: T<sub>3</sub> a T<sub>6</sub>, T<sub>6</sub> a T<sub>8</sub>, T<sub>8</sub> a T<sub>12</sub>, y T<sub>17</sub> a T<sub>19</sub>. Excepto éste último, todos están por debajo del replano R<sub>800</sub>.

Otra característica de los niveles de terraza es la diferente pendiente que presentan. En un perfil longitudinal se podrían establecer tres franjas (figura 51a): superior (T<sub>19</sub> a T<sub>20</sub>), intermedia (T<sub>9</sub> a T<sub>18</sub>) e inferior (T<sub>0</sub> a T<sub>8</sub>). En general las terrazas del nivel intermedio (T<sub>9</sub> a T<sub>18</sub>) son prácticamente horizontales; mientras que el resto muestra una inclinación significativa.

Además se observan pequeños saltos de altura en los perfiles longitudinales de las terrazas. La mayoría de estos saltos se disponen al E de O Barco (T<sub>6</sub>, T<sub>8</sub>, T<sub>9</sub>, T<sub>10</sub>, T<sub>14</sub>) y al W de A Rúa (T<sub>4</sub>, T<sub>8</sub>, T<sub>14</sub>, T<sub>16</sub>).

En este sector, el borde superior del encajamiento está formado por retazos desmembrados de los diferentes aplanamientos que definen las cumbres occidentales de la Cordillera Cantábrica (R<sub>1600</sub>, R<sub>1400</sub>, R<sub>1200</sub>). De forma puntual, también se han identificado algunos retazos del R<sub>1000</sub>; fundamentalmente en collados y crestas de degradación fluvial (figura 52).

Todos estos replanos, pero fundamentalmente el R<sub>1200</sub>, delimitan el valle del Sil; dentro de este encajamiento se han desarrollado algunos aplanamientos (R<sub>400</sub>, R<sub>500</sub>, R<sub>600</sub>, R<sub>800</sub>) intercalados en la secuencia de terrazas. El aplanamiento más extendido se asimiló a un R<sub>800</sub>; y señala un nivel de base regional. Este replano se ha identificado alrededor de la Fosa del Bierzo; entre el Bierzo y O Barco; y en Montefurado. El resto de los aplanamientos presentan menor importancia. El R<sub>600</sub> señala los interfluvios de los Ríos Rubiá-Entoma (O Barco); Sil-Casoio (O Barco); Candís-Casoio (O Barco); Sil-Bibeí (Montefurado); y Sil-Xares (Larouco), donde también se han identificado los aplanamientos R<sub>400</sub> y R<sub>500</sub> (figura 52).

Una primera secuencia relativa de procesos se podrá establecer por correlación altitudinal entre replanos y terrazas (tabla 34). Así, R<sub>400</sub> se corresponde con T<sub>5</sub>; R<sub>500</sub> con T<sub>7</sub>; R<sub>600</sub> con T<sub>8</sub>, al E de O Barco y con T<sub>10</sub>, al W de A Rúa; y R<sub>800</sub> con T<sub>13</sub>. por último, a la altura del R<sub>1000</sub> solo se encontró un replano cerca de A Rúa; el nivel de terraza más próximo (T<sub>20</sub>) señala una altura ligeramente inferior.

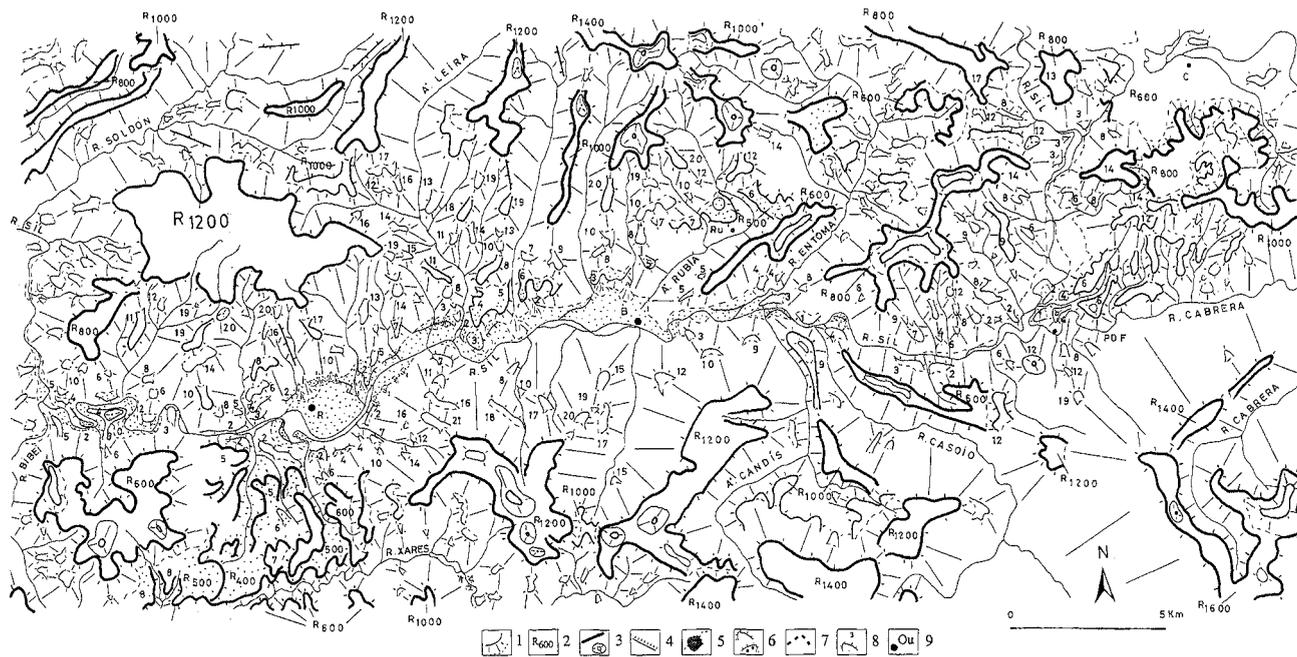


Figura 52. Cartografía de las terrazas del Río Sil en el Sector O Barco. (Ver leyenda en la figura 54).

### 9.2.2. El Sector Quiroga

El Sector *Quiroga* es el más corto (22 km) de los tres diferenciados en este estudio. Va desde la confluencia del Río Návea hasta la del Río Lor; y se caracteriza por su baja pendiente longitudinal (0.09%) y su dirección (SSE-NNW), perpendicular a la tendencia general del Sil (ENE-WSW) (figura 50).

Si analizamos el trazado general en el Sector, se observan varios meandros del curso actual, que se han encajado en diferentes momentos de la incisión ( $T_0$ ,  $T_1$ ,  $T_3$ ,  $T_7$ ). Prescindiendo de las modificaciones puntuales que introducen en el trazado actual, la trayectoria general del Sil define una curva de amplio radio y cóncava hacia el SW; que conecta los trazados paralelos de los sectores de O Barco y Os Peares.

Una observación más detallada, revela algunas variaciones que permitirían distinguir tres tramos dentro del Sector (figura 53): El *Tramo Oriental* (Río Návea-Bendilló), con una orientación SSE-NNW y cierta sinuosidad; el *Tramo de Fosa s.s.* (Bendilló-San Clodio), con una orientación ESE-WSW y un trazado muy sinuoso a su paso por la llanura aluvial; y el *Tramo Occidental* (San Clodio-Río Lor), orientado ENE-WSW y con una incisión lineal muy profunda.

En cuanto al encajamiento; cualquier sección transversal del valle muestra un carácter disimétrico (figura 49). El margen izquierdo del encajamiento está definido por el  $R_{1000}$  y el derecho por el  $R_{800}$ . Por tanto las terrazas superiores ( $T_{10}$  a  $T_{13}$ ) solo están registradas en el margen izquierdo.

La disimetría queda reforzada por la disposición de la red afluyente. El margen izquierdo define un escarpe continuo, apenas degradado por los arroyos torrenciales; mientras que el escarpe derecho está desmembrado por cursos perennes, orientados NE-SW (Porteme, Quiroga, Castillo, Soldón), que llegan a encajarse hasta 400 m (figura 53).

Por lo que respecta a las terrazas, se observó mayor número que en el Sector Os Peares, habiéndose interpretado trece niveles diferentes (figura 51b y tabla 32):  $T_0$  (+0/80 m),  $T_1$  (+80/100 m),  $T_2$  (+140 m),  $T_3$  (+160/180 m),  $T_4$  (+200/210 m),  $T_5$  (+240/260 m),  $T_6$  (+280 m),  $T_7$  (+320 m),  $T_8$  (+360/380 m),  $T_9$  (+400/420 m),  $T_{10}$  (+460 m),  $T_{11}$  (+480 m),  $T_{12}$  (+500 m),  $T_{13}$  (+620 m).

En un primer análisis de las terrazas se realizaron cuatro observaciones: 1) la distribución de los depósitos sedimentarios es desigual; 2) la horizontalidad y continuidad lateral no es plena; 3) varios residuales troncocónicos se intercalan entre los niveles de terraza; y 4) existe cierta correspondencia entre niveles de terraza y aplanamientos.

En este sector las terrazas se encuentran entre las cotas 300 m y 820 m; observándose depósitos asociados en menor abundancia que en el Sector O Barco. Además de los depósitos de fosa, existen restos sobre las terrazas  $T_0$  y  $T_1$ . Por encima, apenas se han preservado depósitos; y los más altos se identifican en el nivel  $T_8$  (+ 360/380 m) cerca de Bendión (600 m) (figura 50).

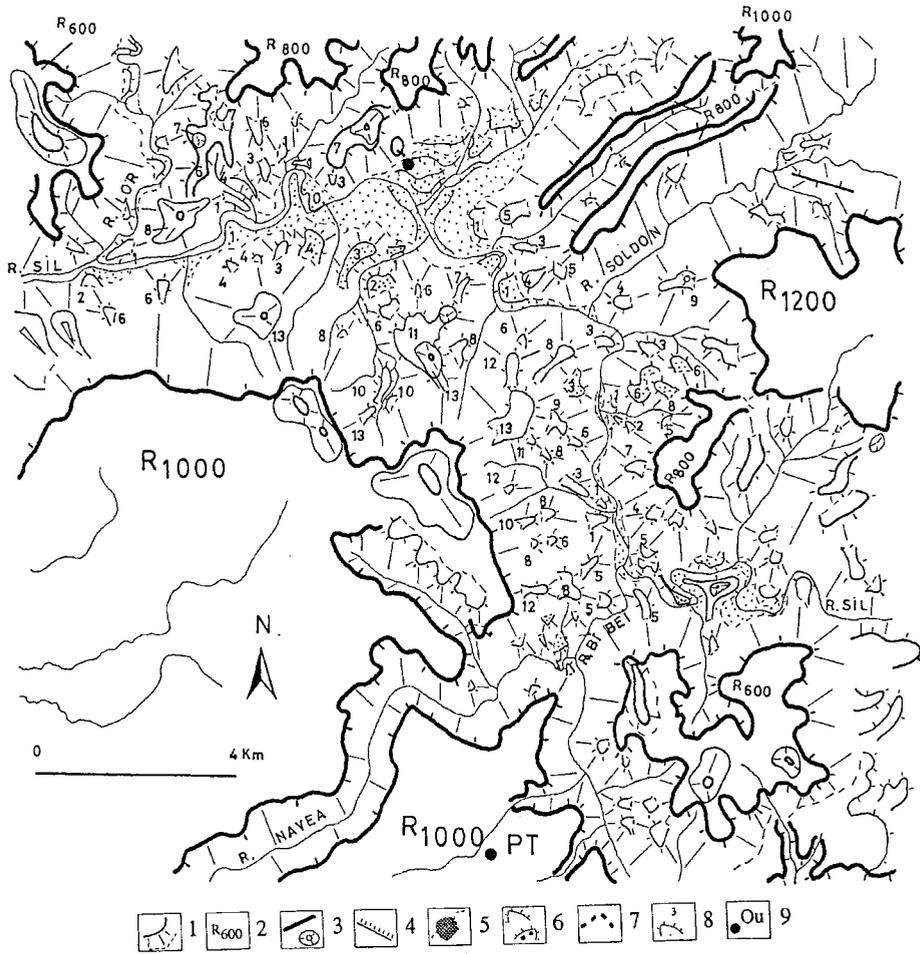


Figura 53. Cartografía de las terrazas del Río Sil en el Sector Quiroga. (Ver leyenda en la figura 54).

Respecto a la continuidad lateral y al grado de horizontalidad de los niveles de terraza; se observa que algunos niveles inclinados ( $T_1$ ,  $T_2$ ,  $T_4$ ,  $T_7$ ,  $T_9$ ,  $T_{13}$ ) se intercalan entre los horizontales ( $T_5$ ,  $T_6$ ,  $T_8$ ,  $T_{10}$ ,  $T_{11}$ ,  $T_{12}$ ); que el *Tramo Oriental* (Río Navea-Meda) presenta el registro más continuo de terrazas; y que en el resto del sector se intercalan en la secuencia pequeños *band gaps* (figura 51b).

En cuanto a la observación de residuales tronco-cónicos dentro del encajamiento, se podría atribuir al Sil un trazado divagante en el periodo inicial de la incisión; o al menos durante las etapas correspondientes a las terrazas:  $T_{13}$ ,  $T_{11}$ ,  $T_8$  y  $T_7$ . El hecho de que en los niveles más recientes ( $T_0$  y  $T_1$ ) el Sil describa un trazado bas-

tante sinuoso, expresándonos en términos cualitativos; permitiría extender el carácter divagante a todo el encajamiento (figura 53).

Por último, comentar algo sobre las correspondencias entre terrazas y aplanamientos (tabla 34). El hecho de que el perfil transversal del encajamiento sea disimétrico, permite considerar las superficies  $R_{800}$  y  $R_{600}$ , como replanos interterrazas; porque existen terrazas por encima ( $T_{13}$ ) (figura 51b); o bien se correlacionan lateralmente con terrazas de los sectores adyacentes; este sería el caso del  $R_{600}$ , que se correlaciona con los niveles de terraza  $T_8$  y  $T_7$ .

### 9.2.3. 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 54). Su longitud es de 40 km; la pendiente del talweg es muy baja (0.25%); y el número de terrazas observadas es de 45, el menor con diferencia de los tres sectores estudiados (figura 50).

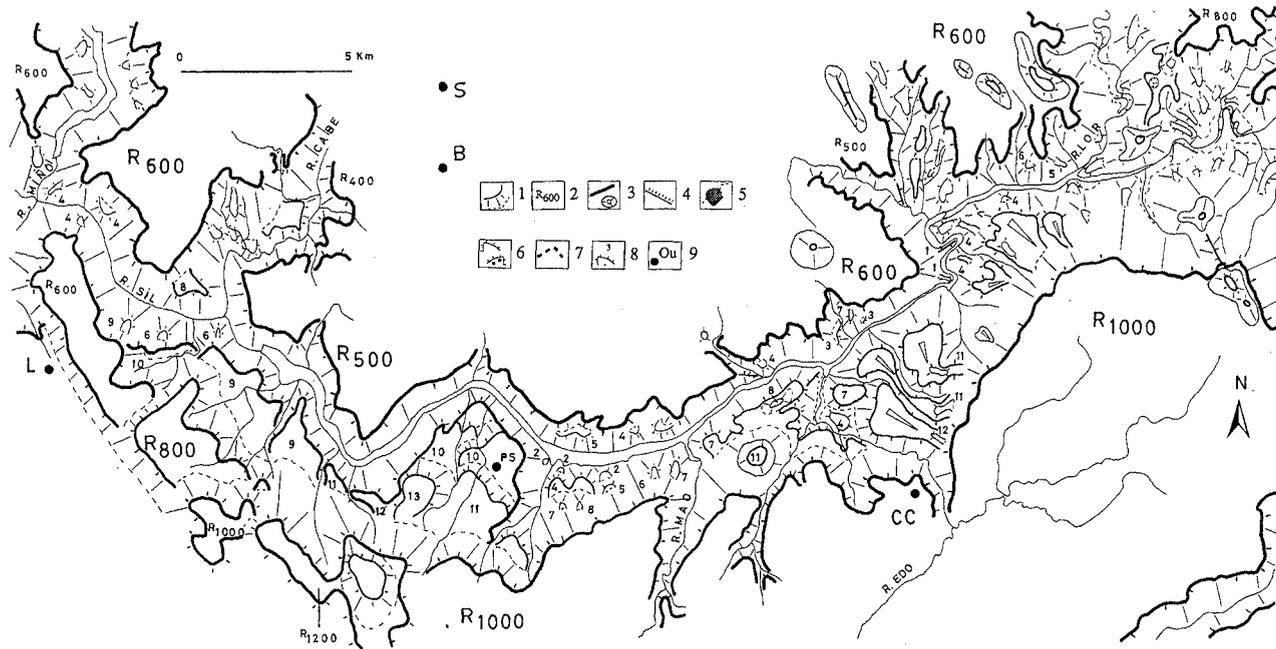
Los trece niveles interpretados son (figura 51c y tabla 32):  $T_0$  (+0/10 m),  $T_1$  (+40/60 m),  $T_2$  (+120/140 m),  $T_3$  (+160 m),  $T_4$  (+180/220 m),  $T_5$  (+240 m),  $T_6$  (+280/300 m),  $T_7$  (+340 m),  $T_8$  (+380/400 m),  $T_9$  (+410/420 m),  $T_{10}$  (+440/460 m),  $T_{11}$  (+540/560 m),  $T_{12}$  (+600/620 m), y  $T_{13}$  (+700 m).

A grandes rasgos, la trayectoria del Sil en este sector es ENE-WSW. Sin embargo, se observan algunas variaciones significativas a pequeña escala: la inflexión N-S en la confluencia de los Arroyo San Juan y San Antón; varias inflexiones suaves en parada do Sil (NE-SW y SE-NW); y un tramo final de dirección SE-NW.

La inflexión N-S, en la confluencia de los Arroyo San Juan y San Antón, está definida por el  $R_{600}$  (equiparable al nivel  $T_8$ ). Los tres meandros epigénicos de este tramo empiezan a encajarse por debajo de  $T_2$ . Las inflexiones de Parada do Sil también se pueden interpretar como meandros epigénicos. Para su formación habría que remontarse al  $T_{13}$ ; aunque no estarían totalmente definidos hasta el  $T_9$  (figura 54).

Por todo lo dicho, con anterioridad a estos eventos se podría aventurar un trazado inicial del paleo-Sil que vendría dado por los replanos  $R_{1000}$  y  $R_{800}$ . El curso se podría asimilar a una traza curva, de amplio radio, cóncava hacia el N, y con el punto de inflexión en Parada do Sil. De esta forma, al E de parada do Sil la dirección sería ENE-WSW; y al W sería ESE-WNW.

Otras características de este sector son su profunda incisión lineal y la disimetría que muestra la sección transversal del encajamiento. (figura 49). Buena parte del margen meridional está definido por el replano  $R_{1000}$ , que hacia el W pasa, de forma escalonada, a un  $R_{800}$  y luego a un  $R_{600}$ . Por su parte el margen septentrional está formado



**Figura 54.** Cartografía de las terrazas del Río Sil en el Sector Os Peares. 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, 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.

por los replanos  $R_{600}$  y  $R_{500}$ , que se alternan (figura 54). Por tanto, las terrazas superiores ( $T_9$ - $T_{13}$ ) solo están registradas en el margen meridional.

En cuanto a la incisión lineal, se realizaron varias observaciones, que sugieren un encajamiento energético del Sil: 1) la existencia de un Band Gap; 2) el ancheamiento lateral del encajamiento es pequeño; 3) las terrazas son escasas y de pequeñas dimensiones; y 4) apenas existen depósitos asociados a las terrazas (figura 50 y 51c).

Con el término Band Gap nos referimos a una franja del encajamiento en la que no se han preservado terrazas. En nuestro caso la franja tiene unos 35 km de longitud y se sitúa en la desembocadura del Sil. La altura del Band Gap 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, la franja va de  $T_0$  a  $T_9$ ; y entre el Río Cabe y la desembocadura del Sil, la franja va de  $T_0$  a  $T_4$ .

Respecto a las dimensiones de las terrazas, se observa una distribución bimodal. En la parte superior del encajamiento (niveles  $T_7$  a  $T_{13}$ ) se encuentran los replanos más extensos; y en la parte inferior (por debajo del  $R_{600}$ ) los pequeños (figura 54).

En cuanto a la escasez de depósitos, hay que señalar que solo se han observado en un punto, cerca de A Teixeira, sobre un retazo del nivel  $T_4$ .

Por todo lo expuesto 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.

La Etapa Superior se caracteriza, en la vertiente meridional, por el desarrollo de superficies-terrazza gradadas (al W de Castro Caldelas) y de residuales tronco-cónicos y glacis-terrazza (al E de Castro Caldelas). Por su parte, en el margen septentrional, solo se habrían preservado algunos residuales sobre los aplanamientos  $R_{600}$  y  $R_{500}$  (de W a E: Penapombeiros, 709 m; Canteras, 752 m; Mte. Vidual, 819 m; Lampazo, 740 m; y Serra de Auga Levada, 886 m). Todo esto sugiere un encajamiento constante y prolongado; y un trazado que habría estado afectado por frecuentes migraciones hacia el N.

La Etapa Inferior ( $T_8$ - $T_0$ ), corresponde al encajamiento en el  $R_{600}$ ; y ha quedado registrado en las dos vertientes. De los niveles  $T_8$  y  $T_7$  existen pocos vestigios;  $T_8$  es correlacionable con el  $R_{600}$  y se caracterizó en la confluencia del Cabe; y  $T_7$  es correlacionable con el  $R_{500}$  y se caracterizó en A Teixeira (tabla 34). Por debajo de  $T_7$  se distinguen dos tramos. El primero quedaría al E de Parada do Sil; y presenta un registro continuo de niveles de terraza. El segundo tramo quedaría al W de Parada do Sil; y en él se observa un Band Gap.

Todas estas observaciones permiten suponer, para este sector, un trazado del Sil parecido al actual, a partir del  $R_{800}$ .

CAPÍTULO 10

***DISCUSIÓN GENERAL***



## **10. DISCUSIÓN GENERAL**

### **10.1. DATOS PREVIOS SOBRE LA ANTIGÜEDAD DEL PAISAJE GALLEGO**

#### **10.1.1. Introducción.**

Aun reconociéndose implícitamente por todos los autores previos a este trabajo la antigüedad del paisaje gallego, cuando se examinan las pruebas aportadas por ellos (NONN, 1966; VERGNOLLE, 1990; PÉREZ-ALBERTI, 1990; REY, 1990; PAGÉS, 1996), se observa una carencia general de dataciones (tanto absolutas como paleontológicas), que permitan establecer una escala cronológica de depósitos y formas.

En cuanto a los depósitos, la fecha más antigua corresponde, por el momento, a los sedimentos de la base de la cuenca terciaria de As Pontes (LÓPEZ MARTÍNEZ *et al.*, 1993) que se sitúan a techo del Paleógeno o muro del Neógeno. Siendo los más modernos los correspondientes a los depósitos holocenos; p.ej. ver SANTOS (1996).

Así pues los elementos anteriores al Neógeno no están datados, hasta el momento; y los correspondientes al intervalo “conocido” solo cubren algunos tramos de un lapso de tiempo de unos 20 millones de años.

Sin más datos, las cronologías aventuradas para este amplio intervalo de tiempo, deben ser forzosamente: ambiguas; discutibles la mayor parte de las veces; y por fuerza ligadas únicamente a criterios de correlación de facies sedimentarias, a tipos de alteración edáfica, o simplemente, a conjeturas.

En nuestro caso, dadas las limitaciones señaladas, los criterios se han establecido a partir de secuencias morfogénicas, interpretaciones sedimentológicas e hipótesis sobre el funcionamiento de las fallas y fracturas.

A partir de todo esto se estableció una cronología relativa rudimentaria (ver tablas 35 y 36), que permitió elaborar una historia evolutiva basada, fundamentalmente, en criterios geomorfológicos. Este problema es extensible a gran parte de la vertiente occidental del Macizo Hespérico Peninsular, como aparece reflejado en las tesis realizadas sobre la geomorfología de la zona (NONN, 1966; COUDÉ GAUSSEN, 1981; VERGNOLLE, 1990; PÉREZ-ALBERTI, 1990; REY, 1990; PAGÉS, 1996, CANTANO, 1996). No obstante ha de admitirse que, hacia el interior de la Península Ibérica (MARTÍN SERRANO, 1988), los criterios de datación y correlación son más seguros y fiables.

El territorio estudiado en este trabajo se sitúa entre las provincias de Lugo y Ourense. Se trata de una zona de transición entre dos áreas que han tenido un comportamiento geodinámico contrapuesto durante el Cenozoico: el Norte compresivo y el Oeste distensivo. Por otra parte, la zona de trabajo se sitúa en el extremo Oeste de la Cadena Cantábrica; en donde ésta se fragmenta por un sistema de grandes fracturas direccionales, con una dinámica compleja y poco conocida hasta el momento. Tan solo la investigación en las

cuencas del Norte de Galicia (As Pontes, Meirama), aporta algunos datos para su comprensión.

Conscientes de las dificultades reseñadas, se inició este trabajo partiendo de datos escasos, fragmentarios e inconexos; para establecer, como esquema de partida, una cronología basada en criterios geomorfológicos y, cuando existían, sedimentarios.

Otro de los objetivos de esta Tesis Doctoral ha sido el de reunir y homogeneizar los datos previos existentes; con el fin de reinterpretarlos bajo un esquema unitario. Ello nos hizo plantear el trabajo como una exhaustiva recopilación bibliográfica.

También se ha realizado una cartografía geomorfológica en el más puro sentido de la palabra; es decir, una cartografía de formas. A partir de los mapas geomorfológicos se ha tratado de establecer la actuación de la tectónica, utilizando criterios como el basculamiento de superficies o la incisión de éstas por la red fluvial; para finalmente definir una historia evolutiva del drenaje, basada en una cartografía del escalonamiento de los niveles de terraza (tanto erosivas como de acumulación), que se han proyectado sobre el perfil longitudinal actual de los ríos estudiados.

Ello nos ha permitido distinguir, en el perfil longitudinal de los principales ríos, zonas de encajamiento rápido (caracterizadas por la pobreza o ausencia de niveles de terraza), de otras en que la incisión ha sido más equilibrada y ha permitido un desarrollo contrastado de niveles de terraza.

Igualmente, las relaciones entre los niveles de terraza y los distintos niveles de superficie, nos ha permitido definir una cronología relativa (basada esencialmente en el dato topográfico), que ha sido la base de la historia geomorfológica presentada en las tablas 35 y 36.

El resultado de éste análisis geomorfológico aporta nuevos datos sobre la antigüedad del pasiaje gallego y de su red fluvial; así como permite reconstruir, con un cierto grado de detalle, la evolución desde el Mesozoico (fecha tentativa a la que retrotraemos el comienzo de la etapa geomorfológica por comparación con los trabajos de PAGÉS, 1996) hasta la actualidad.

Convenientemente intercalados con los episodios de formación de las cuencas terciarias del interior de Galicia (Maceda, Xinzo de Limia, Quiroga, Monforte de Lemos), se establece una cronología general para la zona y su evolución geomorfológica, que permite rectificar algunas consideraciones de autores anteriores (NONN, 1966; VERGNOLLE, 1990; PÉREZ-ALBERTI, 1990) y establecer correlaciones con la cartografía realizada por otros autores en zonas próximas del Macizo Hespérico Peninsular (MARTÍN SERRANO, 1988; PAGÉS, 1996; CANTANO, 1996).

A continuación se pasa revista a las principales ideas recogidas en los capítulos previos; dándoles un cuerpo único, como resultado final de esta Tesis Doctoral.

### 10.1.2. La representación cartográfica de las formas en el área de trabajo.

Tres son los tipos de elementos morfológicos seleccionados: los aplanamientos (llamados aquí superficies erosivas o de acumulación, replanos, rampas, etc...), los relieves residuales convexos y las formas cóncavas.

El primer elemento se refiere a un tipo de unidad morfológica, a veces de compleja delimitación, por la amplitud del intervalo topográfico que la define. A primera vista puede parecer elevado el número de niveles diferenciados para un territorio tan reducido, sobre todo cuando se compara con los niveles definidos para zonas del Macizo Hespérico situadas mucho más al Este (GUTIERREZ ELORZA, 1993). Aunque no es tan exagerado si lo comparamos con los resultados obtenidos por otros investigadores que han trabajado en zonas más próximas (PAGÉS, 1996; CANTANO, 1996). Por otra parte, es la pobreza de datos cronológicos y estratigráficos la que nos ha forzado a detallar éste tipo de criterio, que a veces es el único disponible para elaborar una historia geomorfológica de la zona.

El segundo tipo de unidad morfológica agrupa a los relieves residuales convexos, por lo general inselbergs de distintos tipos (tamaño y morfología). Dentro de este grupo cabe destacar un tipo de residuales alargados y alomados, que en general coinciden con crestas desarrolladas sobre litologías muy resistentes a la alteración; y que ya habían sido definidas en otras zonas del Macizo Hespérico (MARTÍN SERRANO, 1988; PAGÉS, 1996) con el nombre de relieves pseudoapalachianos. Su significación como un tipo de relieve grabado (o de corrosión química) es crucial para identificar la génesis de algunas superficies o correlacionar fragmentos de una misma superficie (como sería el caso de la  $R_{600}$ , ver Mapa 1). En general, estos residuales pueden desarrollarse sobre distintos tipos de materiales y su origen suele deberse a diferencias en la resistencia litológica del material encajante.

El tercer tipo de formas señaladas aquí corresponden a depresiones, sean estas de origen: *etche* (por corrosión química), epigénico (por incisión fluvial) o hipogénico (por subsidencia tectónica).

### 10.1.3. Tectónica de bloques y tectónica de placas.

Otro de los puntos desarrollados en esta Tesis Doctoral es la reconstrucción de la tectónica y de su influencia en la zona desde el Mesozoico (?) hasta la actualidad.

Si bien ya se han realizado algunos intentos (VIDAL ROMANÍ, 1983, 1984, 1986) de reinterpretar la historia geomorfológica de Galicia a la luz de la tectónica de placas, al menos en su parte emergida, ha sido en los últimos años cuando (SANTANACH *et al.*, 1988; SANTANACH, 1994; MARTÍN SERRANO, 1994b; VIDAL ROMANÍ, 1996) se

han establecido las etapas principales en la evolución de la zona continental emergida del NW de la Península Ibérica.

Sin embargo, es en esta Tesis Doctoral donde se alcanzan las últimas consecuencias del nuevo enfoque con el que se contempla la geodinámica del NW de la Península Ibérica. Atrás debe quedar una interpretación, ya caduca, del relieve gallego basada en la tectónica de bloques y ligada a procesos distensivos, como enunciaron diversos autores con anterioridad (HERNÁNDEZ-PACHECO, 1949; NONN, 1966; VERGNOLLE, 1990; PÉREZ-ALBERTI, 1990). Cada vez aparece más claro que los procesos compresivos han actuado al mismo tiempo y/o separadamente sobre toda Galicia, pero de manera más acusada en la zona objeto de este trabajo.

El modelo de tectónica de bloques se ha demostrado válido, de forma aislada, (VANNEY *et al.*, 1979; BOILLOT, 1988) para el borde occidental sumergido de Galicia; que es la zona de máximo estiramiento litosférico. Pero, al menos sin importantes modificaciones, no funciona en la zona occidental de la Galicia continental, como se ha manifestado anteriormente (VIDAL ROMANÍ, 1983, 1984, 1986, 1996; SANTANACH, 1994; PAGÉS, 1996) al definirse diversos datos que así lo apoyan.

Por ejemplo, la mayoría de las cuencas terciarias de Galicia tienen bordes asimétricos; de los cuales, al menos uno viene definido por fallas inversas. Y aunque existan fosas asociadas a fallas tipo *strike slip fault*, esto no apoyaría la hipótesis distensiva pura. En ninguno de los dos casos puede hablarse de *graben* o fosas tectónicas asociadas a distensión, a pesar de lo enunciado por alguno de los autores previos a este trabajo (MALDONADO, 1977; 1979; ARAUJO *et al.*, 1988; PÉREZ-ALBERTI, 1990).

Una línea aparte de investigación es la seguida por aquellos que intentan explicar los distintos niveles de superficies como resultado de procesos de basculamiento y/o abombamiento de la corteza.

Al menos en la zona gallega, es difícil probar la existencia de basculamientos, al no existir otro tipo de superficies que las erosivas (arrasadas y degradadas por la incisión de la red de drenaje desde finales del Mesozoico hasta la actualidad); que casi nunca conservan recubrimientos sedimentarios que permitan establecer el sentido y la magnitud de los basculamientos. Además si estos basculamientos existieron, ¿Cómo saberlo si nada hay que lo indique?.

Apoyarse en la presunción de elevaciones o basculamientos al observar alturas anómalas, si no se acompaña de algún otro tipo de pruebas, es aventurado. Aun así algunos autores (HERNÁNDEZ-PACHECO, 1949; BIROT y SOLÉ, 1954; TORRE-ENCISO, 1954; MARTÍN-SERRANO, 1989; 1994a; 1994b; DE GROOT, 1974; SOLÉ, 1983) (ver figuras 4, 5, 6 y 7) han mencionado para otras zonas de trabajo, la existencia de movimientos de bloques de este tipo basándose en pequeñas discordancias angulares apreciables en los sedimentos terciarios. Concretamente, DE GROOT (1974) alude a una discordancia en la Cuenca de Monforte, que no supera 1° de inclinación. En otros casos (BIROT

y SOLÉ, 1954; MARTÍN SERRANO, 1994 b), se abunda en la misma idea basándose en argumentos topográficos.

A pesar de la falta de pruebas, que desaconseja el uso de argumentos de éste tipo, aquí también se utilizan estas ideas; por lo menos como explicaciones alternativas para interpretar algunas de las anomalías observadas. Sobre todo, en las proximidades de algunas de las fosas, donde los hundimientos de bloques parecen evidentes, dado el espesor de los sedimentos acumulados.

Por el contrario, y como ya manifestaron otros autores (VON RICHTHOFEN, 1901; TORRE ENCISO, 1954; PAGÉS, 1996), los procesos de corrosión química o grabado, seguidos de etapas de incisión fluvial, pueden explicar igualmente la generación de relieves que habitualmente habían sido interpretados como de origen exclusivamente tectónicos.

Esta forma de entender la evolución del relieve gallego puede parecer menos llamativa, pero quizá sea más correcta que recurrir al argumento de los basculamientos de superficies, sin aportar pruebas.

Un caso concreto en el que se ha utilizado la hipótesis del basculamiento es la *desnivelación* entre la *Penillanura Baja* y la *Penillanura Inferior* en Maceda (figura 4). Esta interpretación se ha basado en su parecido morfológico (HERNÁNDEZ-PACHECO, 1949), o en la similitud de los depósitos tipo raña (Formaciones Pías y Veigachá) que la recubren a los dos lados de la Falla de Maceda (PÉREZ-ALBERTI, 1990, 1993). Estos argumentos no se sostienen si se considera: el carácter diacrónico de los depósitos tipo raña (MARTÍN-SERRANO, 1991) y que los datos de campo señalan una desconexión lateral de los depósitos referidos, en el momento de su sedimentación (figura 11). Y en cuanto a la antigüedad de las superficies, parece algo ajustada una edad Plioceno superior para la *Penillanura Baja* (HERNÁNDEZ-PACHECO, 1949); por lo menos si se acepta que la *Penillanura Baja* y *Penillanura Inferior* tienen que dislocarse y el escarpe de la Falla de Maceda se encuentra bastante degradado en el sector meridional como para tener una edad tan reciente.

## 10.2. TIPOS DE SUPERFICIES EN EL SE DE GALICIA

### 10.2.1. Superficies y fracturas

Algunas observaciones sugieren cierta relación entre superficies y fracturación alpina (tabla 35) (figura 13). Por ejemplo, varios aplanamientos identificados adaptan sus bordes a las direcciones de fracturación alpina (los  $R_{1000}$  a  $R_{1600}$ , a las direcciones NNW-SSE y WSW-ENE); y en otros casos presentan bordes escarpados con orientación NW-SE ( $R_{1600}$ ,  $R_{1200}$ ,  $R_{1400}$ ,  $R_{800}$  y  $R_{600}$ ).

Otras observaciones complementan la idea de la antigüedad del movimiento que habría desplazado las superficies; lo que daría tiempo a la degradación de los escalones tectónicos y a la aparición de rampas de transición gradual entre las sucesivas superficies. Este sería el caso de las transiciones entre los replanos  $R_{400}$  y  $R_{600}$ , en la zona de Ourense-Os Peares; entre el  $R_{1600}$  y el  $R_{1000}$ , en la vertiente SE de Serra de O Burgo-San Mamede; y entre el  $R_{1600}$  y el  $R_{1200}$ , en el Alto de San Mamede (figura 13).

### 10.2.2. Origen de las superficies

Otro de los puntos discutidos es el origen de las superficies de aplanamiento, sobre las que resulta infrecuente encontrar sedimentos. Se habla en este trabajo de Tesis Doctoral de superficies de corrosión a las que se asocian mantos de alteración con formas de corrosión química (formas *etche*); y que pueden reconocerse en sus progresivos estadios de desmantelamiento: 1) conservación del regolito; 2) aparición del sustrato rocoso más o menos alterado; 3) aparición del sustrato rocoso con formas grabadas o de corrosión química; 4) aparición de las *superficies huecas*, de las que solo se conservan niveles de residuales que contornean lo que inicialmente fue una forma plana; y 5) desaparición de la superficie. En algunos casos, como en los *Llanos de Castro Caldelas*, las superficies aparecen recubiertas por sedimentos aluviales, lo que permite especificar su génesis erosiva (o desmantelamiento), como de origen fluvial.

### 10.2.3. Restos de redes fluviales antiguas y superficies de erosión

Es interesante notar que, entre las formas cóncavas, las de origen fluvial (cuencas y valles) además de diferenciar las superficies por su fragmentación, ayudan a definir su cronología relativa. Claro está que la escasez de depósitos, unido a su carácter azoico, aporta pocos datos para una reconstrucción geocronológica. No obstante, la cartografía topográfica, contrastada con los niveles de terrazas de acumulación, nos ha permitido reconstruir la evolución de la red desde la  $R_{1600}$  hasta la actualidad.

De los distintos replanos cartografiados, algunos niveles han sido interpretados como restos de paleo-cauces o terrazas erosivas. Los casos en que se han conservado depósitos son escasos (Serra do Burgo, *Llanos de Castro Caldelas*, *Llanos de Puebla de Trives*, Superficie de Baldriz, Valle de Allariz y Superficie de Amandi) (figura 13). La asociación de algunos de estos niveles con depósitos, permite asignarles un origen fluvial. La ausencia o escasez de depósitos se puede justificar por dos motivos: bien porque se trate de niveles erosivos, bien porque la meteorización generalizada de la roca lleva indefectiblemente a la desaparición del depósito por edafización (salvo en los casos en que se trate de materiales cuarzosos o que el depósito haya tenido un buen drenaje).

La orientación de estos fragmentos de redes colgadas es diferente en cada replano. En la Serra do Burgo ( $R_{1200}$ ) y en los *Llanos de Puebla de Trives* ( $R_{1000}$ ) es SW-NE, y estarían relacionadas con lo que aquí se llama paleocanal del Návea. Otro caso es el de la Superficie de Baldriz ( $R_{800}$ ) donde la orientación de la paleored es NW-SE, y se relaciona con el curso del paleo Arnoia-Támega. Finalmente, en la Superficie de Amandi ( $R_{500}$ ), los paleocauces son paralelos al tramo final del Sil (SE-NW).

No todas las redes fósiles identificables en la actualidad, corresponden a ríos *consecuentes*. En algún caso, como el observado sobre la Superficie de Amandi ( $R_{500}$ ), el tramo de red fosil correspondiente al Arroyo Santé se halla a una cota (460-440 m) inferior a la que define el borde superior del encajamiento del Río Sil en este sector (540-520 m). Así pues, entre las dos redes existe un umbral topográfico apreciable que nos hace calificar al Arroyo Santé como *resecuente*. Los antiguos canales se habrían desarrollado a favor de una zona de debilidad estructural (o corredores de fracturación); más alterable y degradable por la erosión. Así se explicarían los trazados de los arroyos: Santé, Portizo y Camilo (NW-SE), en Amandi ( $R_{500}$ ); de la cabecera del Edo, Vaus y Alenza (SW-NE), en los *Llanos de Castro Caldelas* ( $R_{1000}$ ); y del Arroyo Muiños (NE-SW), en Xunqueira de Ambía.

#### 10.2.4. Las fosas y la actividad tectónica

El estudio de las fosas por medio de sondeos geoelectricos y geofísicos ha demostrado que en ellas se han acumulado (figura 18) sedimentos que superan los 100 m de espesor. Se distinguen dos direcciones morfo-estructurales significativas: NE-SW y NNW-SSE a NW-SE (figura 14).

La dirección NE-SW condiciona la orientación del Río Návea y la sedimentación en la Fosa de Xinzo de Limia. Esta dirección podría asociarse a una de las terminaciones occidentales del Cabalgamiento Basal Pirenaico definidas por SANTANACH (1994). Su actividad habría sido direccional sinistral y en el caso de la Fosa de Xinzo, su geometría en superficie y su estratigrafía (Mina de As Pontes División de Geología, comunicación personal), harían suponer un funcionamiento tipo *pull-apart*.

La dirección NNW-SSE a NW-SE estaría representada en la Falla de Maceda (figura 14) que funcionó como una fractura direccional dextral, de un modo semejante a como lo hicieron los corredores de fracturación de As Pontes y Meirama (MONGE, 1987; FERRUS, 1994; SANTANACH, 1994).

La actividad tectónica que da origen a estas fosas se puede datar de forma relativa (figura 15). El hecho de que los escarpes morfo-estructurales de Xinzo de Limia estén truncados por la Fosa de Maceda, nos dice que los escarpes de Xinzo son más antiguos que la Falla de Maceda. Por otra parte, el escarpe de la Falla de Maceda queda enrasado

## Discusión general

E	Aplanamientos	Terrazas	Red fluvial	Fosas y Tectónica
1	Etapla pre geomorfológica (Vidal Romani, 1994)			Obducción Complejo Ultrabásico de Ordes sobre plataforma continental paleozoica
2	Superficie de corrosión química R1600			
3	Desmantelamiento R1600	Comienza el vaciado de la S <sub>1</sub> de Queixa.	Indicios de una red radial en la S <sup>a</sup> de Queixa-S. Marnede: Návea (SW-NE); Camba, Ribeira, Conso (NW-SE).	
4	Superficie de erosión fluvial R1400		Encajamiento de la red radial en la S <sub>1</sub> de Queixa-S. Marnede	
5	Desmantelamiento R1400	Návea, Bibeí, Camba, Ribeira Grande, Ribeira Pequena, Conso, Xares	Cuenca del Návea: El Návea captura la cabecera del paleo-Camba. Se individualiza la cabecera del paleo-Mao. Cuenca del Bibeí: El Sil captura las cabeceras del Bibeí y Cabrera	
6	Superficie de erosión fluvial R1200			Actividad en fracturas NE-SW a ENE-WSW
7	Desmantelamiento R1200	Návea, Bibeí, Camba, Ribeira Grande, Xares Pale-Mao (S <sup>a</sup> do Bungo)	Cuenca del Bibeí: El Sil captura la cabecera del Xares. Encajamiento de la red NW-SE (Cabeceras de Camba, Ribeira Grande, Ribeira Pequena, Conso, Cenza). Cuenca del Návea: Encajamiento del Návea. La cabecera del Mao es capturada hacia el NW por el Sil	¿Apertura fosas del Sil y Xinzo?
8	Superficie de erosión fluvial R1000	Se forman los Llanos de Castro Caldelas, Puebla de Trives, A Gudíña.	Cuenca del Sil: El paleo-Sil circula sobre los Llanos de Castro Caldelas en dirección ENE-WSW. Cuenca del Bibeí: El paleo-Bibeí circula sobre los Llanos de Puebla de Trives en dirección SE-NW. Cuenca del Tárnega: El Paleo-Tárnega circula en dirección NW-SE	
10	Descabamiento R1000		Cuenca del Sil: El paleo-Sil se acoda en Montefurado, para rodear los Llanos de Castro Caldelas por el N. Cuenca del Bibeí: El Bibeí captura la red NW-SE progresivamente y en dos puntos (Cenza-Conso) y (Ribeira Pequena-Ribeira Grande-Cenza)	Actividad en fracturas NNW-SSE a NW-SE
11	Desmantelamiento R1000	Comienza el vaciado de los Llanos de Castro Caldelas. Návea, Bibeí, Camba, Ribeira Grande, Xares	Cuenca del Sil: El Sil se encaja y migra lateralmente hacia el N. Cuenca del Bibeí: El paleo-Bibeí recorre los LL de Puebla de Trives de SE a NW y confluye con el Návea al S de Puebla de Trives. Cuenca del Návea: El Návea captura el tramo fósil del paleo-Mao. Cuenca del Tárnega: El Tárnega se encaja en los Llanos de A Gudíña. Cuenca del Túa-Tuela: El Douro captura al Parada, que se encaja en los LL de A Gudíña	
12	Superficie de corrosión química R800		Cuenca del Sil: El Sil continúa encajándose. Cuenca del Tárnega: El Paleo-Baldriz circula en dirección NW-SE. Cuenca del Bibeí: El Bibeí se encaja en los Llanos de Puebla de Trives y migra lateralmente hacia el NE. La confluencia Návea-Bibeí se desplaza hacia el NE. Sobre los Llanos de Puebla de Trives se instala una red secundaria que los desmantela	¿Relleno en Fosas del Sil y Xinzo?

Tabla 35. (Continúa en la página siguiente).

E Aplanamientos	Terrazas	Red fluvial	Fosas y Tectónica
13 Desmantelamiento R800 Desenterramiento de relieves estructurales pseudo apalachianos	Miño (Ribadavia-Melgaço), R. Sil, Lor, Támega. Glacis en el Sil	Cuenca del Miño: El Miño continúa encajándose entre Melgaço y Ribadavia. Cuenca del Sil: El Sil captura al Lor El Sil empieza a definir su actual curso. La confluencia Miño-Sil se desplaza hacia el W. Cuenca del Támega: El Támega continúa encajándose. El Arnoia captura la cabecera del paleo-Támega. El Támega captura al Correchoso, Trez y Parada. El Támega captura al Paleo- Baldriz, que invierte su sentido. Cuenca del Tía-Tuela: El Parada define su curso actual. Cuenca del Bibei: El Sil captura al Camba, Ribeira y Conso. La actual confluencia Návea-Bibei queda definida.	Apertura fosa de Maceda. Desconexión con el Area fuente en Xinzo. Los sucesivos acodamientos de la red secundaria del Arnoia sugieren la actividad de una falla transcurrente
14 Superficie de erosión fluvial R600 15 Desmantelamiento R600	Miño (Ribadavia-Melgaço), R. Sil y Támega.	Cuenca del Miño: El Miño define su curso actual en los tramos Chantada-Os Peares y Ribadavia- Melgaço. Cuenca del Sil: El curso actual del Sil queda prácticamente definido. Se define la actual confluencia Miño-Sil- Búbal. Cuenca del Támega: El curso actual del Támega queda prácticamente definido. Cuenca del Bibei: El Bibei captura al Xares en Larouco. Cuenca del Arnoia: El Arnoia y Tioira se acodan hacia el W. Cuenca del Cabe: Indicios de una dirección de aportes: NW-SE Se instala una red NE-SW	¿Apertura fosa de M.onforte?
16 ¿Descabalgamiento del R600 en Monforte y Chantada? Superficie de erosión fluvial R500	Aterrazamiento general a 550 m en el Miño, Sil, Búbal, Arnoia, Támega	Cuenca del Miño: El Miño captura al A° Sardiñeira y Saviñao. El encajamiento del Miño es progresivamente más rápido Cuenca del Sil: Queda definida la actual confluencia Sil-Lor. Cuenca del Cabe: Comienza la gylptogénesis de Monforte por la red NE-SW. Cuenca del Arnoia: Vestigios de exorreísmo en la Fosa de Maceda.	
17 Superficie de corrosión química R400 18 Desmantelamiento R400	R. Miño (Os Peares-Ribadavia) R. Barra, Lonía, Barbaña, Miño	Cuenca del Miño: El curso del Miño queda definido entre Os Peares- Ribadavia. El Miño captura las cabeceras del Lonía y Barbanha y el tramo final del Arnoia	Relleno en Fosas de Lafioa y S. Ciprián das Viñas.

**Tabla 35.** Esquema de la secuencia de acontecimientos para el sector estudiado del SE gallego.  
Leyenda: E evento.

en dos lugares: uno cerca de Luintra, por dos retazos del R<sub>600</sub> (Serra do Cabalo y *Llanos de Monteverde*); y otro cerca de Esgos, por retazos del R<sub>800</sub> (Serra da Virxen do Monte y *Llanos de Cortacadela*). Lo que indica la precedencia del escarpe respecto a las superficies R<sub>800</sub> y R<sub>600</sub>.

Por tanto, la combinación de esfuerzos en esas dos direcciones conjugadas hablaría de la fragmentación de una superficie muy antigua, quizás finimesozoica, y su posterior desnivelación en varios episodios. La secuencia de los levantamientos tectónicos estaría relacionada, en un primer momento, con la fracturación NE-SW y posteriormente con la

NNW-SSE. La ausencia de depósitos de vertiente con magnitudes cartografiables apoya la idea de un acontecimiento muy antiguo cuya edad sería previa, o cuando menos sincrónica, a la del replano  $R_{800}$ .

Por otra parte, la observación del  $R_{1000}$  exclusivamente al Este de Maceda y al Sur del Río Sil, parece señalar los límites Norte y Oeste de un área, que llegaría hasta la Superficie de A Gudiña-Viana do Bolo; y que habría respondido, como un solo bloque, al movimiento de la Falla de Maceda (figura 15). La existencia de este movimiento unitario se puede apoyar, hipotéticamente, en los siguientes hechos: 1) entre los bordes W y E de la Fosa de Verín (figura 16) existe una discontinuidad que afecta a las estructuras de Fase I y III del Grupo Santabaia y a la Zona de Cizalla Ductil del Rodicio (ROEL y TOYOS, 1993), lo que ha permitido estimar un desplazamiento de 8 km por desgarre dextral; y 2) la existencia de un sistema conjugado de fallas: NNW-SSE (Maceda) y NE-SW (Vila Real y Xinzo).

Aunque las manifestaciones hidro-termales en la zona son las de mayor temperatura de todo el NW Peninsular (Chaves, 71°C) (SOUTO FIGUEROA, 1996), el problema es que no se ha registrado una actividad sísmica notable y continua a lo largo de ésta fractura, ni siquiera en los episodios más recientes (Triacastela). Si admitimos la hipótesis del funcionamiento del bloque delimitado por ese sistema de fracturas de manera solidaria se podría hablar de la unidad formada por la Serra de Queixa-San Mamede ( $R_{1600}$ ), Replano de Chaguazoso ( $R_{1400}$ ) y Serra do Burgo ( $R_{1200}$ ) que se moverían con posterioridad a la ( $R_{1000}$ ) y antes de la ( $R_{800}$ ) y por tanto constituiría un residual, al menos desde el Terciario.

### 10.3. EL REPLANO $R_{1000}$ EN EL SECTOR DE CASTRO CALDELAS

La red fluvial y las superficies asociadas a los *Llanos de Castro Caldelas* constituyen una de las áreas más notables donde reconstruir la evolución morfológica de las superficies descritas en esta Tesis Doctoral.

#### 10.3.1. La degradación de los Llanos de Castro Caldelas

Esta superficie es un plano bastante degradado, que se sitúa a unos 1000 m de altitud media. Al Norte está limitado por el residual del Monte Seixo, al Este por el fuerte encajamiento del Río Sil, al Oeste por la Fosa de Maceda y al Sur por los residuales de Serra de San Mamede y Serra de O Burgo.

Esta unidad morfológica es un fragmento de superficie *etche* (o de corrosión química) en la que aún se conservan restos de su cubierta de alteritas. El regolito fue desmantelado parcialmente por la erosión fluvial, primero del Río Sil y luego de los Ríos Mao, Edo y Vaus.

En la actualidad, los *Llanos de Castro Caldelas* se hallan parcialmente recubiertos por un aluvial discontinuo, de escaso espesor y en el que se mezclan materiales muy rodados con otros que han sufrido escaso o nulo transporte. Esta mezcla de materiales con distinto grado de madurez se ha interpretado como propia de una red de drenaje que se hubiese desarrollado sobre un área de sustrato rocoso intensamente alterado; y en donde la acción erosiva solo hubiese podido eliminar, transportar y clasificar parcialmente los materiales a su disposición. Por lo mismo se pensó que se trataba de una zona de cabecera de cursos de pequeño orden, con escasa capacidad de movilización de materiales. Todo ello hace suponer que, cuando el Río Sil atravesaba la superficie  $R_{1000}$  la alteración del sustrato ya existía.

Como ya se ha comentado, los *Llanos de Castro Caldelas* no constituyen un plano ideal, ya que presenta numerosas irregularidades (tabla 10). Éstas responden a distintos estadios del mismo proceso: el desmantelamiento del  $R_{1000}$ . Por orden decreciente de magnitud, los principales elementos morfológicos de los Llanos, son: el aplanamiento que señala el conjunto de los Llanos; el *vaciado* en Vilariño Frío y Sas de Penelas; el *escalonamiento* en Castro Caldelas; el aspecto de rampa que presentan algunos replanos; la incisión lineal; y los relieves residuales (figura 22).

Una posible secuencia sería la representada en la tabla 36: 1) elaboración de rampas y encajamientos, definición de residuales; 2) aplanamiento generalizado con el desarrollo de una cubierta regolítica; y 3) vaciado del aplanamiento.

El aplanamiento sería previo al paso del Río Sil sobre esta superficie y correspondería a una etapa de estabilidad con el desarrollo de un potente manto de alteritas del que aún existen vestigios. Los residuales de Monte Seixo y Serra do Burgo serían previos a esta superficie y estarían conectados con ella por medio de glacis vertiente y/o glacis terraza. El acodamiento hacia el Norte del Sil sería posterior. El escalonamiento del borde septentrional representaría los niveles de terraza del Sil cuando empieza a rodear los *Llanos de Castro Caldelas*. Y por último, el vaciado representaría la denudación del aplanamiento por la erosión lineal y los procesos de sufusión. Esta hipótesis encajaría con la suposición de un pulso tectónico post- $T_9$  y un sistema de abanicos aluviales en el sector W de los *Llanos de Castro Caldelas*.

En efecto, en los *Llanos de Castro Caldelas* se observan numerosos glacis que enlazan los niveles de terrazas más altas con las Serra do Burgo y da Móa y con el residual del Monte Seixo (figura 22). En torno a Sas de Penelas se podrían interpretar como glacis-terrazza degradados; y señalarían un encajamiento en equilibrio de la red. Sin embargo, los glacis o glacis-terrazza más próximos al borde del Río Sil se asocian a un relieve escalonado, que desciende hacia el Norte.

Estas diferencias morfológicas corresponden a dos entornos que han evolucionado de modos diferentes, dentro de los *Llanos de Castro Caldelas*. Uno, correspondería a la Serra. do Burgo, situada al Sur de la superficie  $R_{1000}$ ; y el otro entorno

estaría situado en el borde Norte, en donde la evolución geomorfológica es más acelerada, debido al proceso de encajamiento del Río Sil.

Tanto la Serra. do Burgo como los otros residuales que dominan la  $R_{1000}$ , están enlazados a ella por medio de glacis; y corresponden a procesos de corrosión química (grabado o *etching*), que debieron ser anteriores al encajamiento del Río Sil y a la formación de la Fosa de Maceda.

Los datos de campo indican que la superficie  $R_{1000}$  es una superficie de corrosión química, que ha sido parcialmente remodelada por la acción fluvial; y en donde las alteritas y los residuales son aún visibles. En efecto: 1) El Río Sil señala una dirección ENE-WSW hasta que, choca con los *Llanos de Castro Caldelas* en Montefurado y se ve obligado a rodearlos por el N. 2) Al E de Montefurado los aplanamientos más significativos son el  $R_{1200}$ ,  $R_{800}$  y  $R_{600}$ ; nunca el  $R_{1000}$ . Y 3) La Falla de Maceda define un salto entre dos replanos: el  $R_{1000}$  y el  $R_{800}$ . Quedando el  $R_{800}$ , al W (Altos da Virxe do Monte, Superficie de Baldriz); y el  $R_{1000}$ , al E (*Llanos de Castro Caldelas*, *Llanos de Toro*, Superficie de A Gudiña-Viana do Bolo).

Todos estos datos nos inducen a apoyar la existencia de un paleo-Sil que atravesaría los *Llanos de Castro Caldelas* de E a W. Al mismo tiempo se habrían desarrollado glacis y glacis terraza que enlazarían el nivel general de la  $R_{1000}$  con los residuales situados sobre ella; e incluso habrían funcionado unos cursos laterales (paleo Edo y paleo Mao) que habrían llegado a desarrollar pequeños abanicos aluviales (representados por las  $T_{11}$  a  $T_9$ ). Esta etapa quedaría interrumpida por el hundimiento de la Fosa de Maceda, que habría tenido lugar con posterioridad al desarrollo de la  $T_9$ . A partir de este momento, la red de drenaje desarrollada sobre los *Llanos de Castro Caldelas* sufriría un encajamiento generalizado, varios procesos de captura y una migración hacia el Este de todos sus cursos.

Es muy posible que, asociado a la formación de la Fosa de Maceda, pueda haberse desarrollado una elevación del bloque definido por el  $R_{1000}$ . Este movimiento parece haber tenido una componente esencialmente vertical. Al menos así lo indica el hecho de que no parezcan estar afectados los glacis y glacis terraza que enlazan la  $R_{1000}$  con los residuales de Serra de O Burgo y Monte Seixo.

Es interesante considerar la relación entre la red fluvial y las superficies, aunque no siempre sea evidente. El mejor ejemplo se halla conservado sobre el replano  $R_{1000}$ , en el sector de Castro Caldelas. En el conjunto de los Llanos, el nivel  $T_{11}$  representa la superficie inicial; y señala el comienzo de la desconexión del  $R_{1000}$  respecto al Río Sil, que verosimilmente fue el agente formador de la misma. La preservación del  $T_{11}$  en el Sector Este de los *Llanos de Castro Caldelas*, sugiere que la red del Edo fue capturada por el Sil con posterioridad al establecimiento de la red del Mao y Vaus.

En esta primera etapa ( $T_{11}$ - $T_9$ ) la red sería de tipo *braided* o entrelazado; como señalan los depósitos situados por encima el  $T_8$ , en el interfluvio Covas-Alavanche (aflora-

mientos 15 y 16). Las áreas fuentes de esos materiales se situarían: al N, en el residual del Alto do Rodicio; y al Sur, en la Serra San Mamede, a la que se asocian los afloramientos más continuos de esta primera etapa.

La dirección de los cursos procedentes de la Serra. de San Mamede sería aproximadamente NNW-SSE; y en parte alimentarían al Sil, que aún se desplazaría sobre la superficie  $R_{1000}$ , entre el residual del Alto do Rodicio (1320 m) y la Serra. de San Mamede. Es a partir del  $T_9$  (ver figura 22), cuando la geometría de los depósitos nos permite suponer la existencia de una red de drenaje orientada hacia el NE. Además en el borde Oeste de los *Llanos de Castro Caldelas* no existen niveles de terraza por debajo de la  $T_9$ . Todo esto nos permite afirmar que es en este momento, cuando tendría lugar la formación de la Fosa de Maceda. Este acontecimiento sería suficiente para trincar el extremo occidental del abanico de piedemonte (afloramiento nº 28) que procedería de la Serra de San Mamede y que constituiría el eje del paleo Mao. Tras estos acontecimientos, el Sil se desplazaría lateralmente hacia el Norte, buscando su actual posición y encajándose.

No hay que excluir la posibilidad de que, en este proceso, interviniera alguno de los movimientos de bloques antes mencionados. Incluso podría admitirse como razonable la posibilidad de que los *Llanos de Castro Caldelas* hubiesen basculado hacia el Este.

A partir del  $T_9$  tiene lugar un encajamiento de la red y una migración hacia el NE, como señalan los distintos cuerpos de terrazas  $T_8$  a  $T_1$  (ver figuras 22). Tres son los ríos principales individualizados en los *Llanos de Castro Caldelas*: Mao, Vaus y Edo. A continuación se analizan los datos aportados por el análisis del trazado de estos tres cursos para el conocimiento de la evolución geomorfológica del  $R_{1000}$  en los *Llanos de Castro Caldelas*.

### 10.3.2. El Río Mao

El Mao define siete codos en su recorrido (tabla 12) (figura 22); uno de ellos de  $140^\circ$  (A Cabeciña, 970 m). Todo esto es una clara muestra de que su trazado ha sido definido por una sucesión de capturas. El paleo-Bacel atravesaría el  $T_9$  entre El Pantano (964 m) y A Cabeciña (977 m); mientras que los tramos superiores del Mao actual lo harían entre A Cabeciña y la Serra do Burgo. Al encajarse la red en el  $T_9$ , el paleo Mao-Broil capturaría al Arroyo Bacel, que invertiría su sentido. Algo después sería capturado el *Tramo 2* del Mao. En cuanto al *Tramo 1* del Mao, no existen elementos suficientes para determinar si su captura es posterior a la del *Tramo 2*; aunque es muy probable, ya que las superficies-terracea de la Serra do Burgo sugieren un drenaje del *Tramo 1* hacia el NE.

La red afluente del Mao señala dos etapas de incisión fluvial (tabla 36): antes y después de la captura por el Río Mao. Esta captura viene señalada sobre el  $T_9$ ; un nivel general de la topografía (figura 21). Una vez capturada la red afluente, el Mao alternaría etapas de migración lateral con otras de encajamiento. En Vilariño Frío el interfluvio

Mao-Covas ( $T_5$ ), representaría una etapa de migraciones, en la que habría tenido lugar un desplazamiento de la confluencia de ambos ríos hacia el N.

La individualización del Sector Central de los *Llanos de Castro Caldelas* vendría dada al encajarse el Río Mao en el  $T_4$ ; momento en el que este sector quedaría colgado y desconectado de su área fuente (tabla 36) (figura 21 y 22). A partir de este momento funcionarían dos cuencas: Mao, al W y paleo-Edo, al Este. El paleo-Edo empezaría a encajarse con una dirección SW-NE, paralela al escarpe de la Serra do Burgo; como evidencian las terrazas de A Medorra y Santiago da Medorra ( $T_6$ ). Esta tendencia se mantendría hasta la captura del tramo de cabecera por la red del Vaus; curso que ya sería independiente al encajarse la confluencia Vaus-Alenza en el  $T_4$ ; y que presentaría el aspecto actual desde su encajamiento en el  $T_3$ .

### 10.3.3. El manto aluvial de Montederramo-A Medorra

Es sin duda uno de los mejores depósitos para interpretar la génesis de los *Llanos de Castro Caldelas*. Aunque la cartografía del ITGE (RUBIO y RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, 1981) identifica como sedimentos, áreas en donde aflora sustrato alterado, éste depósito solo recubre parcialmente el nivel  $T_8$ . Se trata de un material poco maduro. Su principal característica (tabla 14) es su matriz arcósica (afloramientos nº 5, 18 y 34), que incluye numerosos cantos blandos. Este hecho nos permite relacionarlo con un área madre cercana y asignarle un transporte corto.

A pesar del carácter polimíctico del depósito (arcosa, esquisto, granito, granodiorita, gneis, cuarzo, cuarcita), el área de procedencia de los materiales no plantea problemas, al estar todos representados en la cuenca de drenaje. Los bloques de granito alterado y la matriz arcósica (afloramientos nº 5, 18, 34, 28, 29), procederían del desmantelamiento parcial de la alterita, de la que aún quedan abundantes afloramientos en gran parte de la superficie de los *Llanos de Castro Caldelas*.

La misma procedencia tendrían los cantos blandos (afloramiento nº 22) y los canales erosivos (afloramientos nº 22, 24, 30). Los canales y lentejones de cantos y gravas sugieren un régimen energético, tipo *braided*, actuando sobre un sustrato muy alterado. En conjunto identificamos el depósito como un abanico aluvial de piedemonte con varias fases de acreción, que posteriormente ha sido incidido a medida que el Río Sil se encajaba en la  $R_{1000}$  por el Norte.

En cuanto a la dirección de la corriente se pueden hacer varias consideraciones. La existencia de clastos de origen metamórfico señala como área fuente a la región situada al SW. Lo que también coincide con el aumento de la madurez del sedimento hacia el E (afloramientos nº 5, 28, 29). Igualmente la geometría de los aplanamientos  $T_{10}$  y  $T_9$  permiten suponer una red orientada SW-NE; dirección en la que se orienta el eje largo de los cantos de esquisto (afloramientos nº 28, 29). No obstante, las direcciones medidas en can-

T <sub>i</sub>	Sector W	Sector Central	Sector E
	Aplanamiento antiguo con recubrimiento alterítico (Llanos de Castro Caldelas) y retazos de aplanamiento anterior (Mte. Meda, S <sup>a</sup> do Burgo, S <sup>a</sup> da Móa). Paleo-Sil ENE-WSW. Atraviesa los Llanos de Castro Caldelas entre S <sup>a</sup> do Burgo y S <sup>a</sup> da Móa.		
T13	Rampas. Fase tectónica. Desnivelación del R <sub>800</sub> . Levantamiento relativo de un área que incluye a los Llanos de Castro Caldelas Instauración del R <sub>1000</sub>		
T12			Rampas
T11	Aterrazamiento significativo. Red SW-NW sl. Máxima antigüedad posible del Episodio aluvial	Rampas	Rampas. Elaboración de un Nivel General de la Topografía (NGT).
T10	Red SW-NE sl.	-	Desconexión Llanos de Castro Caldelas /R. Sil. El Sil se acoda al N para rodear los Llanos de Castro Caldelas . Red NE-SW ls.
T9	NGT. Episodio aluvial. Paleo Mao-Broil SE-NW. Paleo-Mao (tr1) SW-NE sobre el R <sub>1200</sub> de S <sup>a</sup> do Burgo.	-	Aterrazamiento significativo.
T8	Captura del paleo-Mao hacia el NE. Captura del Tioira hacia SW. Captura del A <sup>o</sup> Bacel por el paleo Mao-Broil. Inversión del A <sup>o</sup> Bacel. Captura del Mao (tr2).	Desmantelamiento del T9 y elaboración de un NGT. Depósitos del Episodio aluvial.	Desconexión R <sub>1000</sub> /Návea. Se individualizan los A <sup>o</sup> Cabanas y Ferreiros. Evidencias de exorreísmo
T7	Encajamiento. Se individualiza la Cuenca del Mao	Se individualiza el Sector Central. Paleo-Edo SW-NE. Alteración diagenética	Desconexión Mao/paleo-Edo. Máxima antecedencia posible del colector que drena al Edo.
T6	-	Aterrazamiento importante	Definición trazado actual del Návea
T5	Aterrazamiento importante. Máxima antecedencia posible del colector que drena al Mao.	Depósitos fluviales del R. Edo. Red SW-NE.	-
T4	Encajamiento. Desplazamiento de la confluencia Covas-Mao hacia el N.	Alteración diagenética	Aterrazamiento importante
T3	-	Captura cabecera paleo-Edo. Desconexión Alenza/Edo. Individualización Cuenca del Vaus. Encajamiento confluencia Vaus/Alenza.	Individualización Cuenca del Edo. Evidencias del colector que drena el Edo. Aterrazamiento importante.
T2	-	-	Individualización Castoi/Penelas. Desplazamiento del centro de la red hacia el E.
T1	-	Encajamiento	El Castoi captura al Penelas. Conos deyección en paleo-cauce A <sup>o</sup> Penelas.

**Tabla 36.** Secuencia de procesos observados en los Llanos de Castro Caldelas (Ourense). Como escala de referencia se utiliza la serie de niveles (Ti) identificados. Ver la cartografía adjunta.

tos de cuarcita (tabla 15) dan mayor dispersión, aunque posiblemente se deba atribuir a la mayor esfericidad de sus clastos.

#### 10.3.4. El Río Edo

En este caso los depósitos (tabla 14) presenta ciertas similitudes con el depósito de Montederramo: su matriz engloba cantos blandos; y presenta indicios de haber sufrido un proceso de alteración durante la diagénesis. Sin embargo muestra algunas diferencias que

lo caracterizan: el depósito es más maduro (ver afloramiento nº 2); y la orientación medida en el eje largo de los cantos de cuarcita es WNW-ESE (tabla 16).

La presencia de cantos blandos sugiere, como en el depósito de Montederramo, poco transporte de los sedimentos y la existencia de un sustrato alterado. Otros indicios de alteración observados serían: el carácter difuso que muestran las estructuras sedimentarias; la ausencia de cantos de esquisto. En cuanto a las terrazas erosivas ( $T_6$ ,  $T_5$  y  $T_4$ ) sus geometrías señalan una red orientada SW-NE.

En el Sector Este de los *Llanos de Castro Caldelas* la red se habría terminado de individualizar con la captura del tramo de cabecera del paleo-Edo por el Río Vaus (figura 21 y 22). El resultado es una red asimétrica, donde los afluentes aportan el mayor caudal a lo que luego sería el curso principal. Todos los cursos convergen en torno a un punto, para abandonar los *Llanos de Castro Caldelas* por un colector que ya viene señalado sobre el  $T_4$ . En cuanto a la antigüedad de la red se podría remontar hasta el nivel  $T_8$ ; por encima existen vestigios de una conexión con el Návea (Alto de Cerdeira, 940 m) (tabla 36).

En síntesis, la cuenca del Edo habría desmantelado una superficie inicial, representada por la  $T_{11}$  dejando solo niveles testigo o residuales (*Superficie Hueca*). Los vestigios de la  $T_{11}$  definen el contorno actual del  $R_{1000}$  en este sector (Serra. da Móa). En el proceso de *vaciado*, los cursos debieron diferenciarse de forma sucesiva hacia el S (el Arroyo Ferreiros al encajarse en el nivel  $T_9$ ; el Arroyo Castoi, en el  $T_3$ ; y el Arroyo Penelas en el  $T_2$ ). Además habrían existido capturas, como evidencian: el paleo-cauce del Arroyo Penelas entre Vilapequeña y O Burgo ( $T_2$ ) y el desplazamiento del centro de la red hacia el E (desde la confluencia Castoi-Edo, hasta la confluencia Castoi-Ferreiros-Penelas). Ambos procesos responderían a la disminución del caudal aportado por el Río Edo, tras su captura parcial por el Río Vaus.

#### 10.4. LA ANTIGÜEDAD DE LA RED FLUVIAL ATLÁNTICA

Una última cuestión es la antigüedad de la red atlántica. Algunos autores se apoyan para hablar de esa antigüedad en que los surcos fluviales terciarios han sido fosilizados y posteriormente exhumados al encajarse el río en sus propios depósitos (VIDAL BOX, 1941, 1943; LAUTENSACH, 1945).

Al menos en nuestra zona los retazos de antiguos aluviales, que se encuentran colgados sobre los portillos de los valles principales, serían un indicio de un proceso de incisión; más que de antecedencia (MARTÍN-SERRANO, 1991). Este proceso de incisión habría sido consecuencia de la apertura del Océano Atlántico, que al redefinir el nivel de base, desencadenaría procesos de captura desde el Oeste hacia el Este; ocasionando cambios en la orientación y desarrollo de la red de drenaje (PAGÉS, 1996; CANTANO, 1996).

Este proceso también se halla ligado a la tectónica alpina; como parece demostrado en el Río Sil por algunas observaciones (TECNYDROS, 1971a, 1971b, 1971c; VERGNO-

LLE, 1990; SANTANACH, 1994) que ponen de manifiesto la existencia de cabalgamientos que en unos casos elevan los sedimentos terciarios y en otros los pinzan mediante fallas inversas (figuras 40 y 41). Como ya se ha mencionado, la evidente antigüedad del paisaje gallego conlleva la antigüedad de su red fluvial. De todos los casos descritos en apartados anteriores, son los correspondientes al Río Sil los que presentan un mayor interés en esta Tesis Doctoral.

#### 10.4.1. El caso del Río Sil

En el tramo del Río Sil estudiado se observan algunas singularidades (figura 32): 1) 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). 2) Al encajarse, evita fosas con relleno detrítico (Monforte de Lemos), a la vez que atraviesa otras (El Bierzo, O Barco, A Rúa, Quiroga); en todos los casos la profundidad del encajamiento es variable y supera los 100 m (tabla 37). 3) La geometría de la red fluvial es angular y su desarrollo es longitudinal. 4) Algunos afluentes muestran un carácter epigénico (las confluencias de los Ríos Cabe y Lor inciden a contrapendiente de la topografía; mostrando un perfil longitudinal maduro, con pendiente baja) (figura 33).

Para estimar la antigüedad del Sil, se puede observar su relación con el Cabalgamiento Basal Pirenaico (SANTANACH, 1994). La Babia y El Bierzo corresponderían a un tramo del Sil encajado entre dos ramificaciones del cabalgamiento: El más antiguo formado por las Serra de Ancares y O Courel, y el más moderno por las Serra Galaico-Leonesa. En ambos se encaja el Río Sil, Por tanto es anterior a ellos.

Por último, el Cañón del Sil se encaja en varias superficies de erosión ( $R_{1000}$  en Castro Caldelas,  $R_{800}$  en El Bierzo y  $R_{600}$  en Monforte). Tiene especial importancia la última de ellas, ya que se halla fosilizada por la serie terciaria de Monforte y se ha visto también afectada posteriormente por el Cabalgamiento Basal Pirenaico.

El hecho de que el Sil se encaje en el  $R_{600}$  y no esté afectado por la fosa, no le confiere un carácter previo a la fosa, como se había señalado hasta el momento; sino sincrónico a la formación del  $R_{600}$ . De otra manera habría que entender que el desarrollo de la garganta del Río Cabe tuvo lugar por un desague violento de toda la Cuenca de Monforte de Lemos; lo que estaría reñido con los sistemas de terrazas reconocibles a lo largo del trayecto que va de Monforte a la confluencia Cabe-Sil. Además la horizontalidad del relleno sedimentario de la Cuenca de Monforte aboga por un levantamiento pasivo de toda la Cuenca, a medida que se produce la compresión alpina; lo que nos ayudaría a entender su relación con el pinzamiento de la Fosa de Quiroga. Así mismo, esto resolvería el problema de la procedencia de los materiales graníticos de la Fosa de Monforte y su similitud con los de Quiroga. Así pues, en Quiroga existirían restos de las series de Monforte, pinzadas por una falla inversa asociada a la base del Cabalgamiento Basal

Pirenaico. Esta idea vendría apoyada por la existencia, en torno al curso actual, de residuales de un  $R_{800}$  y de terrazas erosivas equiparables a este nivel. Más allá no se puede ir con los datos conocidos.

#### 10.4.2. La hipótesis de los Corredores del Sil (VERGNOLLE, 1990)

Como antes se ha dicho, la antigüedad del Sil se retrotrae más allá del Cabalgamiento Basal Pirenaico; y por tanto se tratan de un curso antecedente. Una vez aceptado esto, con- vendría esclarecer el sentido de circulación del mismo. Para VERGNOLLE (1990) son insuficientes los afloramientos graníticos situados aguas arriba de Quiroga (A Rúa, O Barco). Además, la similitud de facies entre las arcosas de Monforte y Quiroga; la proxi- midad de ambas fosas (22 km); y la determinación de una paleo-dirección W-E en la Fosa de Monforte (DE GROTT, 1974); le llevaron a proponer una conexión entre ambas fosas, en el contexto de una red de drenaje con un sentido contrario al actual; y a la que deno- minó *Corredores del Sil*).

Sin embargo, varias observaciones cuestionan la hipótesis de los *Corredores del Sil*: 1) la paleodirección W-E es contraria a la que deduce APALATEGUI *et al.* (1981e) en A Rúa, a partir de la distribución de facies groseras. 2) La hipótesis de un área fuente Oeste para las arcosas de Monforte y su evacuación hacia el Río Lor por Puebla de Brollón (DE GROTT, 1974), solo serviría para justificar su transporte Oeste-Este dentro de la Fosa de Monforte (figura 32). 3) No parece necesario recurrir a inversiones de la red para justifi- car el área fuente arcósica de la *Formación Monforte*, ya que la actual cuenca del Sil drena extensas áreas graníticas, cercanas a Quiroga. 4) No se han reconocido vestigios del *corredor septentrional*, que permitan relacionar los depósitos de Castro Caldelas con el sector situado al Este de Quiroga (figura 36). 5) Además, la hipótesis de Vergnolle atri- buye al *corredor meridional* los depósitos de A Rúa y O Barco, ambos de fondo de valle; lo que supondría aceptar un paleo-Sil con un encajamiento y *talweg* similar al actual pero que circularía en un sentido contrario al actual. En tal caso sería difícil explicar cómo un río tan maduro (0.2% de pendiente) invierte el sentido sin aumentar la inclinación de su cauce.

Con todo lo dicho, parece improbable una captura del Sil con una edad mio-pliocena; y también lo es su inversión (VERGNOLLE, 1990). Además, la horizontalidad del relle- no sedimentario de la Cuenca de Monforte aboga por un levantamiento pasivo de toda la Cuenca, a medida que se produce la compresión alpina. Esto nos ayudaría a entender su relación con el pinzamiento de la Fosa de Quiroga; y a resolver, elegantemente, el pro- blema de la procedencia de los materiales graníticos de la Fosa de Monforte y su identi- dad con los de Quiroga. Así pues, en Quiroga se encontraría una parte de la misma serie, pinzada por una falla inversa que estaría asociada a la base del Cabalgamiento Basal Pirenaico; y en el haz de la falla, se elevaría la Cuenca de Monforte.

## 10.5. LAS FOSAS DEL SIL EN EL TRAMO CARUCEDO-OS PEARES

### 10.5.1. Las relaciones entre la tectónica y la sedimentación

Nos referiremos ahora a la relación entre los diferentes tipos de fosas: las circunscritas al fondo del valle y las situadas al margen del encajamiento. Los perfiles geoelectricos de A Rúa (TECNYDROS, 1971b) y Quiroga (TECNYDROS, 1971c) señalan la existencia de un sustrato pizarroso a profundidad variable; y en algunos casos, anormalmente variable (figuras 40 y 41).

En A Rúa llaman la atención: los grandes espesores al pie de los escarpes septentrional (figura 40 perfiles 3 y 5) y meridional (figura 40 perfiles 11, 12, 13 y 15); y el relieve positivo que define el sustrato paleozoico en el eje central de la fosa.

Para explicar las diferentes profundidades a las que se encuentra el sustrato bastaría evocar la existencia de un curso fluvial divagante que hubiese fosilizado un relieve previo. Sin embargo, cabe otra explicación no excluyente; la tectónica. De hecho, el relieve del subsuelo recuerda el *Modelo de Discordancia Progresiva para Fallas Transcurrentes con cierta Componente Inversa* (DUÉE *et al.*, 1977 ref. RIBA, 1989).

En el caso de O Barco, además de la componente inversa N-S (VERGNOLLE, 1990), parece existir otra de sentido contrario (S-N) en el borde meridional del encajamiento. Apoyan esta idea las geometrías anómalas de los cuerpos litoeléctricos. Por una parte, las pronunciadas variaciones de espesor (figura 40 perfil 14) sugieren cierta subsidencia; probablemente acentuada por factores tectónicos. Y por otra, la geometría ondulada de algunas capas (figura 40 perfiles 7 y 9) sugiere un plegamiento por acortamiento de las capas.

En resumen, aun considerando la escasa profundidad alcanzada en los sondeos geoelectricos (20 m), el modelo del Cabalgamiento Basal Pirenaico de SANTANACH (1994), con algunas modificaciones, sería la mejor explicación a estas anomalías.

En cuanto a los perfiles geoelectricos de Quiroga (TECNYDROS, 1971c), su interpretación es más problemática (figura 41). La estratificación cruzada de gravas (figura 41; perfiles 10 a 12) puede responder a una acreción lateral de barras fluviales. Y las discordancias que muestran los cuerpos resistivos (figura 41; perfiles 2, 4, 5, 6, 6bis y 8) podrían ser estratigráficas; lo que apoyaría también una tectónica sinsedimentaria.

Respecto a la superposición de pizarras alteradas sobre las arcillas cuaternarias (figura 41; perfiles 7 y 8), se trataría de escamas del sustrato, cabalgando sobre los materiales sedimentarios, es decir: de una falla inversa.

Siguiendo el modelo de MARTÍN-SERRANO (1982) para el terciario gallego, las Fosas del Sil son restos de Terciario, pinzados por fallas inversas. Mientras que las Fosas de Monforte y Xinzo representarían los depósitos preservados sobre bloques; y

levantados a favor de fallas inversas coetáneas, al Cabalgamiento Basal Pirenaico. Esta hipótesis abogaría por una tectónica compresiva.

Asimismo, un cabalgamiento pre-encajamiento permitiría definir la incisión en tres etapas: La primera, respondería a unas condiciones de estabilidad tectónica con desarrollo de superficies tipo *etche* y sedimentación. Seguiría la compresión, con el levantamiento de algunas fosas y el pinzamiento de otras mediante fracturas y, en consecuencia, el encajamiento y la formación de la secuencia de terrazas por debajo de la  $R_{600}$ . Según esta hipótesis, los depósitos del Terciario pinzados en las Fosas del Sil serían previos al encajamiento actual del Río Sil; y las terrazas situadas por debajo de la  $R_{600}$  serían más modernas, como es lógico.

Para la correlación de cuencas, otro criterio adicional al geomorfológico y al sedimentario (BRELL y DOVAL, 1974; OLMO, 1985), es el altitudinal; la cota altimétrica del muro, del techo o de la superficie topográfica que definen la fosa. Si comparamos los muros de Monforte y Quiroga se podría deducir un salto de 80 m (tabla 37). De hecho, al deshacer el salto las superficies quedan prácticamente enrasadas; aunque no llegarían a estar conectadas, debido a los relieves circundantes (Altos de Aldriz, 580 m). Claro que esta desconexión podría explicarse argumentando la existencia de un relieve previo al encajamiento y al movimiento en la vertical propiciado por este.

En cuanto a la disimetría lateral de terrazas, en los *Sectores Quiroga* y *Os Peares* se observa que el borde superior del encajamiento señala diferentes alturas según el margen ( $R_{1000}$  y  $R_{800}$  en Quiroga;  $R_{1000}$  y  $R_{600}$  en Os Peares). Esta disimetría podría corresponder también al límite entre bloques desnivelados de forma desigual.

Con todo lo dicho parece claro que las *Fosas del Sil* fueron afectadas por una tectónica sinsedimentaria; de la que existen pruebas en la Fosa de Quiroga (VERGNOLLE, 1990) y en O Barco (VERGNOLLE, 1990; SANTANACH, 1994); y de la que se han observado algunos indicios también en A Rúa (TECNYDROS, 1971b). Todo parece indicar que las *Fosas del Sil*, Monforte y Xinzo han evolucionado de forma independiente; que no han estado comunicadas entre si; y que han estado asociadas a regímenes de esfuerzos diferentes. Lo que concuerda con las ideas ya apuntadas (OLMO, 1984; 1985).

Cuenca Terciaria	H Max	H min	H Muro	Potencia
El Bierzo	(3)	(3)	-	-
O Barco	(3)	(3)	(9)	(9)
Chaves-Verín	(2)	(2)	(12 (+))	(12) (+)
Lañoa	(2)	(2)	(11)	(11)
Larouco	(3)	(3)	-	-
Maceda	(1)	(1)	(10)	(10)
	(1)	(1)	(4, 5) (*)	(4, 5) (*)
Montefurado	(3)	(-)	-	-
Quiroga	(1)	(1)	(7)	(7)
A Rúa	(3)	(3)	(8)	(8)
S Ciprián das Viñas			(13)	(13)
Xinzo da Limia	(2)	(2)	(6)	(6)

**Tabla 37.** Altura, en metros, de los depósitos sedimentarios relacionados con las principales fosas del SE de Galicia. El muro y la potencia se calcularon a partir de sondeos mecánicos (S) y sondeos eléctricos verticales (SEV); los datos de superficie se obtuvieron a partir de mapas topográficos. Leyenda: H max altura máxima de los depósitos cartografiados en superficie; H min altura mínima de los depósitos cartografiados en superficie; H muro altura mínima del muro de la fosa; Potencia potencia del sondeo; 1 OLMO (1984); 2 REY DE LA ROSA *et al.*, (1984); 3 VIDAL-BOX, (1941); 4 MARTÍN-SERRANO (1982), 5 DE GROOT (1974); 6 S-La-1, ref. ITGE (1981b); 7 S-49-1, ref. REY DE LA ROSA *et al.* (1981); 8 S-88-2, ref. REY DE LA ROSA *et al.* (1981); 9 S-88-1, ref. REY DE LA ROSA *et al.* (1981); 10 S-59-3, ref. REY DE LA ROSA *et al.* (1981); 11 SEV 10, ref. REY DE LA ROSA *et al.* (1981); 12 S-72-3, ref. REY DE LA ROSA *et al.* (1981), 13 SEV 6, ref. REY DE LA ROSA *et al.* (1981); + el sondeo no llegó al sustrato; \* estimación a partir de datos de superficie.



CAPÍTULO 11

***CONCLUSIONES GENERALES***



## 11. CONCLUSIONES GENERALES

- 1.- La zona objeto de esta Tesis Doctoral 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* (Alpino) y, en parte, a las estructuras tectónicas tardihercínicas.
- 2.- La cartografía geomorfológica realizada ha distinguido 3 tipos principales de unidades morfológicas: **superficies**, **residuales convexos** y **relieves cóncavos**. Estos son, prácticamente, los únicos elementos de 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.
- 3.- En la unidad geomorfológica **superficie** se distinguen los siguientes subtipos: *superficies huecas*, *pedimentos rocosos*, *pedimentos cubiertos* y *pedimentos de regolito*. En la zona estudiada se han diferenciado hasta ocho alturas diferentes entre las cotas 1800 m y 100 m.
- 4.- En la unidad geomorfológica **residual convexo** se agrupan distintos tipos de *inselbergs* desarrollados sobre litologías diversas (rocas plutónicas, metamórficas y sedimentarias). Los más significativos son los llamados *relieves pseudoapalachianos*, de los que existen formas equivalentes en otras áreas del Macizo Hercínico Peninsular.
- 5.- En la unidad geomorfológica **relieve cóncavo** se distinguen dos subtipos: *formas epigénicas* y *formas hipogénicas*. Entre las *formas epigénicas* se incluyen los cauces fluviales muy encajados y las depresiones *etche* o de corrosión química; mientras que las *formas hipogénicas* corresponden a las cuencas o depresiones de origen tectónico.
- 6.- La red fluvial ha evolucionado por dos tipos de procesos asociados a la tectónica. En el Norte, encajándose por antecendencia a medida que la colisión en el borde Cantábrico ocasionaba la elevación de la Placa Ibérica; sobre todo en el frente del *Cabalgamiento Basal Pirenaico*. 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 al patrón de fracturas tardihercínicas, reutilizándolo parcialmente.
- 7.- 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 es continuo desde el Mesozoico, cuando comienza la apertura del Océano Atlántico y continúa hasta la actualidad. Mientras que el segundo

- corresponde, tan solo, a una breve etapa durante el final del Paleógeno (Fase Diastrófica de Vanney).
- 8.- En la zona estudiada, la erosión remontante desde el Atlántico ha conseguido la mayor parte de las capturas fluviales hacia el Oeste. Sin embargo, el Río Sil, por su carácter antecedente, tiene un predominio local como captador del drenaje, hasta su confluencia con el Río Miño.
  - 9.- 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-slip fault*). En ellos se pone en evidencia: el carácter antecedente del Río Sil, el cambio de su trazado a consecuencia de las deformaciones intraplaca y una cronología relativa de la incisión de la red fluvial durante el Cenozoico.
  - 10.- Los sistemas de terraza situados por debajo de *Llanos de Castro Caldelas*, ( $R_{1000}$ ), son zonas del curso fluvial sin terrazas (*band gaps*). Estas anomalías, así como las diferencias de alturas entre los grupos de terrazas establecidos para los tramos estudiados del río Sil-Miño, parecen responder a dos posibles causas. Bien a bordes de fallas donde el encajamiento, debido al mayor gradiente topográfico, se realizó a más velocidad; con la consiguiente destrucción, o no formación, de los niveles de terraza. O bien a condicionantes epigénicas (confluencia de cursos laterales, diferencias litológicas, etc.) y al elevamiento epirogénico de la corteza. Sin embargo no está muy clara su relación con fenómenos tectónicos.
  - 11.- Se observan dos direcciones morfo-estructurales 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.
  - 12.- Las tres 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 morfo-estructurales de la primera están truncados por los de la Fosa de Maceda. En cuanto a la actividad de esta 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).
  - 13.- La combinación de esfuerzos en las direcciones señaladas permitiría justificar la fragmentación de una superficie antigua, quizá mesozoica, y su posterior desnivelación en varios episodios. La secuencia de levantamientos tectónicos estaría relacionada, en un primer momento, con la facturación NE-SW y posteriormente con la NNW-SSE.
  - 14.- La antecendencia del Río Sil viene probada por: 1) el elevado número de niveles de terrazas erosivas identificados dentro del valle actual; 2) las evidencias de encaja-

- miento 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 hercínicas y alpinas presentes en la zona de trabajo; 4) sus relaciones con las fosas terciarias a lo largo de todo su trazado.
- 15.- Se distinguen, en el área de trabajo, al menos dos tipos de fosas tectónicas terciarias: las que muestran signos de deformación posttectónica (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.
  - 16.- Las fosas tectónicas del primer tipo corresponderían, según el modelo de Martín Serrano, a restos pinzados a favor de fallas inversas coincidentes con el empuje Norte-Sur, coetáneo a la colisión de las placas Euro-asiática 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).
  - 17.- 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 sobre una antigüedad del terciario gallego, mayor a la admitida hasta el momento.



# ***BIBLIOGRAFÍA***



## BIBLIOGRAFÍA

- ACOSTA J y HERRANZ, P. (1984). Contribución al conocimiento del Cuaternario marino en la ría de Muros-Noya. *Thalassas*, **2**: 13-21.
- ALÍA MEDINA, M. (1976). Una megaestructura de la Meseta Ibérica. La Bóveda Castellano-Estremeña. *Estudios Geológicos*, **32**: 229-238.
- ALONSO ALONSO, J. L.; DELGADO GUTIERREZ, G.; ZUBIETA FREIRE, J. M.; PÉREZ ROJAS, A. (1981). *Mapa geológico de España escala 1:50.000, nº: 265 (Laza)*. I.T.G.E. 26 pp.
- APALATEGUI ISASA, O.; ABRIL HURTADO, J. y RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L. R. (1981). *Mapa geológico de España escala 1:50.000, nº: 190 (Barco de Valdeorras)*. I.T.G.E. 44 pp.
- ARAUJO, P. (1990). Geomorfología de la depresión de Ourense. *Bol. Auriense*, **20-21**: 27-39.
- ARAUJO, P.; HERNÁNDEZ-HENRILE, J. L. y SEARA, J. R. (1988a). Tectónica extensional y estructura de la cuenca de Maceda. Galicia. *II Con. Geol. Esp.*, **1**: 107-110.
- ARAUJO, P. y SEARA, J. R. (1982). Nota sobre la estratigrafía y tectónica de la prov. de Ourense. *Bol. Auriense*, **12**: 58-81.
- ARCE, J.; BOGUERA, J.; CHAMÓN, C.; ESTÉVEZ, C.; POMPA, F.; PILES, E. (1974). *Mapa geológico de España escala 1:50.000, nº: 226 (Allariz)*. I.T.G.E. 25 pp.
- BACELAR, J.; ALONSO, M.; KAISER, C.; SÁNCHEZ, M.; CABRERA, L. I.; SÁEZ, A. y 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.; FERRÚS, B.; SÁEZ, A. y SANTANACH, P. (1992). Control tectónico sobre la acumulación de lignitos de la cuenca terciaria de As Pontes. A Coruña. *III Con. Geol. Esp.*, **2**: 227-238.
- BARRERA MORATE, J. L.; FARIAS ARQUER, P.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; MARQUÍNEZ GARCÍA, J.; MARTÍN PARRA, L. M.; MARTÍNEZ CATALÁN, J. R.; del OLMO SANZ, A.; de PABLO MACIÁ, 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.
- BAPTISTA, J.; CABRAL, J. y RIBEIRO, A. (1997). Evolução tectónica da zona de falha Pernacova-Regua-Verín. *XIV Reuniao de Geologia do Oeste Peninsular*. Vila Real, setembro 1997. Pp: 22-27.
- BIROT, P. y SOLÉ SABARÍS, L. (1954). Recherches morphologiques dans le NW de la Péninsule Ibérique. *Mémoires et Documents C.N.R.S.*, **4**: 7-61.
- BIROT, P. y SOLÉ SABARÍS, L. (1954b). *Investigaciones sobre la morfología de la Cordillera Central Española*. C.S.I.C. 87 pp.
- BLACK, M.; NEVILLE, M.; SEYMOUR, A. y HOYLE, D. (1964). Three non-magnetic seamounts off the Iberian Coast. *Quater J. Geol.*, **120**: 477-517.
- BLANCO, J. A.; CORRONCHANO, A.; MONTYNGNY, R. y THUIZAT, R. (1982). Sur l'âge du debut de la sedimentación dans le bassin tertiaire du Duero (Espagne). Attribution au Paleocene por datación isotópique des alunites de l'unité inferieure. *C. R. Acad. Sci.*, **295**: 259-262.

- BLANCO, J. A.; MOLINA, E. y MARTÍN-SERRANO, A. (coord.) (1991c). *Alteraciones y paleoalteraciones en la morfología del W peninsular*. Monografías Soc. Esp. Geomorfología, **6**: 286 pp.
- BOILLOT, G. (1986). Comparision between the Galicia and Aquitaine margins. *Tectonophysics*, **129**: 243-255.
- BOILLOT, G.; DUPEUBLE, P. A.; LAMBOY, M.; d'OZOUVILLE, L. y SIBEUT, J. C. (1971a). Les prolongements occidentaux de la chaîne pyrénéenne sur la marge continentale nord-espagnole entre 4º et 9º de longitude Ouest. *C. R. Som. Soc. Géol. Fr.*, **1**: 11-15.
- BOILLOT, G.; DUPEUBLE, P. A.; d'OZOUVILLE, L. y SIBEUT, J. C. (1971b). Structure et histoire géologique de la marge continentale au Nord de l'Espagne (entre 4º et 9º W). Hi. Struct. Golfe de Gascogne. *C. R. Som. Soc. Géol. Fr.*, **6**: 1-52.
- BOILLOT, G. y ROSSEAU, A. (1971). Etude structurale du plateau continental nord-espagnol entre 2º20 et 3º30 de longitude ouest. *C. R. Acad. Sc. Paris*, **272**: 2056-2059.
- BOILLOT, G. y MALOND, J. (1988). The N and NW Spanish continental margin: a review. *Rev. Soc. Geol. España*, **1** (3-4): 295-317.
- BOILLOT, G.; TEMIME, D. y MALOD, J. A. (1985). Exploration par sumersible de la marge continentale au NW de L'Espagne. *Bull. Soc. Geol. France*, **1**: 89-102.
- BOILLOT, G. y WINTERTER, E. L. (1988). Drilling on the Galician margin: retrospect and prospect. En: *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, Boillot, G. y Winterer, E. L. (Coord.), **103**: 809-828.
- BORDONAU, J. (1992). *Els complexos glacio lacustres relacionats amb el darrer cicle glacial als Pirineus*. Tesis Doctoral. Universitat de Barcelona. 294 pp.
- BOYER, S. E. y ELLIOT, D. (1982). Thrust system. *Am. Assoc. Petrol. Geol.*, **66**: 1196-1230.
- BRELL, J. (1972). *Estudio litoestratigráfico del Terciario del W de Asturias y Galicia*. Tesis Doctoral, Fac. Geología Univ. Complutense de Madrid (inédita).
- BRELL, J. M. (1975). Aplicación de las correlaciones al estudio del Terciario continental. *I y II Ciclos de correlaciones estratigráficas*, Ediciones ENADIMSA, **7** (2): 123-130.
- BRELL, J. M. y DOVAL, M. (1974). Un ejemplo de correlación litoestratigráfica aplicado a las cuencas terciarias del NW de la Península Ibérica. *Estudios Geológicos*, **30**: 631-638.
- BRELL, J. M. y DOVAL, M. (1979). Relaciones entre los sedimentos neógenos de Galicia y las alteraciones de su substrato. Interpretación paleoclimática. *Acta Geol. Hisp.*, **14**: 190-194.
- BRUM, A. de; VIDAL ROMANÍ, J. R.; VILAPLANA, J. M.; RODRÍGUES, M. L.; ZÉZERE, J. L. y MONGE, C. (1992). Formas e depósitos glaciários da Serra do Geres-Xurés. Portugal-Galicia. Levantamiento cartográfico. *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, **17**: 121-135.
- BRUM, A.; VIDAL ROMANÍ, J. R.; VILAPLANA, J. M.; RODRÍGUES, M. L.; ZÉZERE, J. L. y MONGE, C. (1993). Formas e depósitos glaciarios e periglaciarios da Serra do Gerés-Xurés. Ourense. Levantamiento Cartográfico. *III Reun. Nac. del Cuater. Ibérico*, Lisboa, pp.: 87-98.
- BRUM FERREIRA, A. de. (1978). Planaltos e montanhas do N da Beira. Estudo de geomorphologia. *Mem. do Centro de Estudos Geográficos*, **4**.
- BRUM FERREIRA, A. de. (1979). Os mantos de alteração e o modelado das regioes graníticas: ideias recentes e orientações de pesquisa. *Finisterra*, **14** (28): 218-245.

- BRUM FERREIRA, A. de. (1980). Surfaces d'aplanissement et tectonique récente dans le N de la Beira. Portugal. *Revue de Geologie Dynamique et Geographie Physique*, **22** (1): 51-62.
- BRUM FERREIRA, A. de. (1983). Problemas de evolucao geomorfológica quaternaria do NW de Portugal. *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, **5**: 311-332.
- BRUM FERREIRA, A. de. (1986). L' Evolution tectonique tertiaire et quaternaire dans le NW du Portugal. L'aport des méthodes géomorphologiques. *Reunión para la correlación de procesos geomorfológicos, sedimentarios y tectónicos en el NW de la PI durante el Terciario y el Cuaternario*. Museo de CN, CSIC, Madrid.
- BRUM FERREIRA, A. de. (1987). *A depressao de Chaves-Verín. Novas achegas para o seu conhecimento geomorfológico*. Estudos em homenagem a Mariano Feio. Copia mecanografiada, 25 pp.
- BUSTILLO, M. A. y MARTÍN-SERRANO, A. (1980). Caracterizaciones y significado de las rocas silíceas y ferruginosas de Zamora. *Tecniterrae*, **36**: 14-29.
- BUTZER, K. (1967). Geomorphology and stratigraphy of the paleolithic site of Budiño. Pontevedra. *Eiszeitalter und Gegenwart*, **18**: 82-103.
- CABAL, J. y FERNÁNDEZ, M. (1992). Análisis combinado de flujo de calor superficial, anomalía de Bouger e isostasia local para un modelo litosférico en el NW de la PI y margen continental de Galicia. *III Con. Geol. Esp.*, **2**: 182-186.
- CABRAL, J. y RIBEIRO, A. (1993). Estudos de neotectónica em Portugal continental. Mapa neotectónico. *II Reun. Cuater. Ibérico*, Madrid 1989, pp.: 669-673.
- CANTANO, M. (1996). *Evolución morfodinámica del sector suroccidental de la cuenca de Ciudad Rodrigo, Salamanca*. Tesis Doctoral. Universidad de Huelva. 277 pp. 1 mapa.
- CANTANO, M. y MOLINA, E. (1987). Aproximación a la evolución morfológica de la Fosa de Ciudad Rodrigo. Salamanca. *Bol. R. Soc. Esp.Hist. Nat. (Geol)*, **82** (1-4): 87-101.
- CARAVANTES, P. A. (1984). Estratigrafía de la margen izquierda de la cuenca de Meirama. *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, **6**: 189-201.
- CARLÉ, W. (1949). Die westgalicischen Meeresbuchten. Las rías bajas gallegas. (traducción de Gómez de Llarena). *Estudios Geográficos*, pp.: 323-330.
- CARLÉ, W. (1949). Testigos de una glaciación diluvial en la Galicia española. (Versión castellana del original, 1944). *Estudios Geográficos*, **37**: 701-706.
- CARRASCO, R.; PEDRAZA, J. de y RUBIO, J. L. (1991). Actividad tectónica cuaternaria en el Valle del Jerte. *Cuaternario y Geomorfología*, **5** (1-4): 15-25.
- CASAS SAINZ, A. M.; GIL PEÑA, I. y SIMÓN GONZÁLEZ, J. L. (1990). Los métodos de análisis de paleo-esfuerzos a partir de poblaciones de fallas: sistemática y técnicas de aplicación. *Estudios Geológicos*, **46**: 385-398.
- CENTENO CARRILLO, J. D. (1988). *Morfología granítica de un sector del Guadarrama occidental. Sistema Central Español*. Colección Tesis Doctorales, Univ. Complutense de Madrid. **262/88**: 322 pp.
- CENTENO, J. (1994). Los problemas pendientes en la evolución morfológica del Sistema Central Español. *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, **19**: 239-247.

- CENTENO, J. D. y BRELL, J. M. (1987). Características de las alteraciones de las Sierras de Guadarrama y Malagón. SCE. *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, **12**: 79-87.
- CHAMÓN C. y FERNÁNDEZ POMPA, F. (1974). *Mapa geológico de España escala 1:50.000, nº: 225 (Ribadavia)*. I.T.G.E. 34 pp.
- CHAMÓN COBOS, C. y FERNÁNDEZ TOMÁS, J. (1974b). *Mapa geológico de España escala 1:50.000, nº: 264 (Ginzo de Limia)*. I.T.G.E. 30 pp.
- CID, M. C.; MEMBIELA, P. y VIDAL ROMANÍ, J. R. (1989). Xeoloxía. En: *Itinerario Ourense-Castrelo*, Membiela P. (Coord.). Concellería de Cultura de Ourense, pp.: 9-22.
- CORRONCHANO, A. (1977). *Estratigrafía y sedimentología del Paleógeno de la provincia de Zamora*. Tesis Doctoral, Univ. Salamanca.
- COSSÍO, J. y OJANGUREN, R. (1984). Nuevos datos sobre la tectónica de la cuenca terciaria de Meirama. *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, **6**: 53-64.
- COUDÉ-GAUSSSEN, G. (1978). Confirmation de l'existence d'une glaciation würmienne dans les montagnes du NW du Portugal. *C.R. somm. Soc. Geol. Fr.*, **1**: 34-37.
- COUDE-GAUSSSEN, G. (1980). Les serras orientales du Minho (Portugal): orogénese, modelé granitique, altérations. *Rev. Geogr. des Pyrénées et du Sud-Ouest.*, **51** (3): 291-313.
- COUDE-GAUSSSEN, G. (1981). *Les Serras de Peneda et do Gerês. Estude geomorphologique*. Mem. Centro Est. Geog., **5**: 254 pp.
- COUDÉ-GAUSSSEN, G. (1985). Observations au microscope electronique a balayage de grains de quartz assus de depots glaciaires pleistocenes de basse altitude dans les montagnes du NW du Portugal. *I Reun. Cuatern. Ibérico*, Lisboa, **I**: 185-189.
- DEREGNAUCOURT, D. (1981). *Contribution à l'étude geologique du golfe de Gascogne*, Thèse 3<sup>e</sup> Cycle, Univ de Paris VI: 207 pp.
- DÍAZ del RÍO, V. y SOMOZA, L. (1994). Geomorfología de los fondos marinos españoles. En: *Geomorfología de España*, Gutierrez Elorza M. (Ed.). Rueda, pp.: 471-494.
- DUEE, G.; HERVOUET, Y.; LAVILLE, E.; LUCA, P. y ROBILLARD, D. (1977). L'accident moyen-atlantique dans la region de Boulemane (Marroc): une zone de coulissement synsedimentaire. *An. Soc. Geol. Du Nord*, **98**: 145-162.
- DURAND. (1962). Le Paleogene du NW de la France; en: *Coloque sur le Paleogene Bordeaux*. *Mem. B.R.G.M.*, **28**: 515-529.
- EHLEN, J. (1992). Analysis of spatial relationships among geomorphic, petrographic and structural characteristics of the Dartmoor tors. *Earth Surface Processes and Landforms*, **17**: 53-67.
- ESCUER, J y VIDAL ROMANÍ, J. R. (1987). Facies y modelo local de los depósitos aluviales de la cuenca del R. Mero y península de Sada (A Coruña). *Cadernos 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.
- FARIAS ARQUER, P. (1990). *La geología de la región del Sinforme de Verín. Cordillera Hercínica, NW de España*. Lab. Xeol. Laxe, Serie Nova Terra. **2**: 200 pp.
- FEIO, M. (1948). Notas geomorfológicas: reflexoes sobre o relevo do Minho. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, **7**: 1-27.

- FEIO, M. (1951). A depressao de Régua-Verín. *Com. Serv. Geol. Portugal*, **32**: 181-222.
- FERNÁNDEZ GARCÍA, P. (1987). *Geomorfología del sector comprendido entre el Sistema Central y el Macizo de Sta. María la Real de Nieva, Segovia*. Colección Tesis Doctorales, Univ. Complutense de Madrid. **419/88**: 333 pp.
- FERNÁNDEZ GARCÍA, P. (1988). Evolución cuaternaria y sistemas de terrazas en la subfosa terciaria de Valverde del Majano y el Macizo de Sta. María la Real de Nieva, Segovia. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol)*, **84** (1-2): 69-83.
- FERNÁNDEZ MENÉNDEZ, J. L. y VIDAL ROMANÍ, J. R. (1981). El desprendimiento del Lor. Estudio geotectónico. *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, **1**: 233-247.
- FERNÁNDEZ-MACARRO, B. y BLANCO SÁNCHEZ, J. A. (1990). Evolución morfológica de la depresión de Talaván Torrejón el Rubio (Cáceres). *I Reunión Nacional de Geomorfología*, Teruel, **2**: 753-762.
- FERRÚS PIÑOL, B. (1994). Estructura de la cuenca de As Pontes. *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, **19**: 73-89.
- FRAGA, X. A.; RIKKINEN, K. y VIDAL ROMANÍ, J. R. (1994). The visit of the geographer and botanist R. Hult to Galiza in 1899. *Ingenium, Sem. Est. Galegos*, **4**: 7-67.
- FRAILE, M. J.; OTERO, M.A.; CENTENO, J. D. y PÉREZ-ARLUCEA, M. (1993). Drainage network and tectonic control in Tietar river basin (W Tajo river basin, Central Spain). *3ª International Geomorphology Conference*, pp.: 140-141.
- GARCÍA ABAD, F. J. y MARTÍN-SERRANO, A. (1980). Precisiones sobre la génesis y cronología de los relieves apalachianos del MHP. Meseta Central Española. *Estudios Geol.*, **36**: 391-401.
- GARCÍA-LOIGORRI, A (coord). (1980c). *Mapa geológico de la Península Ibérica y Baleares*, 6 pp. + 1 mapa. I.T.G.E.
- GARCÍA MELÉNDEZ, E. (1989). Descripción e interpretación sedimentológica de las facies detríticas del borde N de la cuenca de Meirama. Galicia. *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, **14**: 79-92.
- GARCÍA-PAZ, C.; MACÍAS, F.; NESPEREIRA, J. y PÉREZ-ALBERTI, A. (1982). Las formaciones sedimentarias de la depresión de Maceda. *Bol. Auriense*, **12**: 45-57.
- GARZÓN G.; CENTENO, J. y ACASO, E. (1991). *Problemas geomorfológicos del centro y NW de la Península Ibérica*. Editorial Complutense. 246 pp.
- GARZÓN, G.; PEDRAZA, J. de y UBANELL, A. G. (1982). Los modelos evolutivos del relieve del Sistema Central Ibérico. Sectores de Gredos y Guadarrama. *Rev. de la Real Academia de Ciencias Exactas Físicas y Naturales*, **76** (2): 475-496.
- GARZÓN, G. y FERNÁNDEZ, P. (1994). Las capturas fluviales de los ríos Voltoya, Zorita, Moros y Eresma. Sus implicaciones geológicas. *II Reun. Cuater. Ibérico*, Madrid 1989, pp.: 849-859.
- GEY, M. P.; TABOADA, T. M. y GARCÍA PAZ, C. (1992). Estudio de una paleoalteración granítica situada bajo los depósitos terciarios de Xinzo de Limia. *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, **17**: 85-95.
- GIL IBARGUCHI, J. I. y GIRARDEAU, J. (1991). El complejo del Cabo Ortegal. *Investigación y Ciencia*, pp.: 6-14.

- GÓMEZ 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.
- GONZÁLEZ LODEIRO, F.; MARTÍNEZ CATALÁN, J. M. y IGLESIAS PONCE de LEÓN, M. (1974a). *Mapa geológico de España escala 1:50.000, nº: 155 (Chantada)*. I.T.G.E.
- GONZÁLEZ LODEIRO, F.; MARTÍNEZ CATALÁN, J. M. y IGLESIAS PONCE de LEÓN, M. (1974b). *Mapa geológico de España escala 1:50.000, nº: 187 (Ourense)*. I.T.G.E. 22 pp.
- GONZÁLEZ LODEIRO, F.; MARTÍNEZ CATALÁN, J. M. y IGLESIAS PONCE de LEÓN, M. (1974c). *Mapa geológico de España escala 1:50.000, nº: 188 (Nogueira de Ramuín)*. I.T.G.E. 37 pp.
- GONZÁLEZ LODEIRO, F.; HERNÁNDEZ URROZ, J.; KLEIN, E.; MARTÍNEZ CATALÁN, J. R.; PABLO MACIÁ, J. G. de; BARRERA, J. L.; BELLIDO, F.; BEA, F. y GONZÁLEZ AGUADO, M. T. (1982). *Mapa geológico de España, Escala 1:200.000, nº: 8 (Lugo)*. I.T.G.E.
- GRACIA PRIETO, F. J.; MORENO SERRANO, F. y NOZAL MARTÍN, F. (1989). Neotectónics and associate seismicity in NW Duero Bassin. En: *Symp. on the seismicity, seismotectonics and seismic risk of the Ibero-Maghrebian region*. I.G.N. Madrid.
- GRILLOT, J. C. y DROGUE, C. (1985). Tectonique casante dans les granites hercyniens du N du Portugal (Viseu). *Rev. du Geol. Din. et Geogr. phs.*, **26** (1): 19-28.
- GROOT de, R. (1974). *Quantitative analyses of pediments and fluvial terraces applied to the basin of Monforte de Lemos*. Bodemkundig Laboratorium van de Universiteit van Amsterdam, **22**: 127 pp.
- GRUPE GALICE. (1979). *The continental margin of Galicia and Portugal: acoustic stratigraphy, dredged stratigraphy, and structural evolution*. Initial Reports of the deep sea drilling project, 47-2.
- GUTIÁN RIVERA, L.; PÉREZ ALBERTI, A.; RODRÍGUEZ MARTÍNEZ-CONDE, R. y UÑA ALVAREZ, E. de (1992). Guía de campo. *VIII Jornadas de campo de Geografía Física*. Santiago de Compostela, pp.: 11-16.
- GUTIÁN, F. (1985) (Ed.). *Estudio del medio natural de las montañas gallegas. I, O Courel*. Pub. Inst. de Est. y Des. de Galicia. Universidad de Santiago de Compostela, 215 pp.
- GUTIERREZ ELORZA, M. (1993). Introducción a la geomorfología de España. En: *Geomorfología de España*, Gutierrez Elorza M. (Ed.). Rueda, pp.: 1-24.
- GUTIERREZ ELORZA, M. y RODRÍGUEZ VIDAL, J. (1978). Consideraciones sobre la morfogénesis del Sistema Central Español. *Bol. Geol. Minero*, **89** (2): 109-113.
- HERAIL, G. (1976). *Geomorphologie des placers aurifères de la moyenne vallée du Duerna (León)*. Thèse 3<sup>o</sup> cycle Institut de Géographie, Univ. Toulouse-Le Mirail, 193 pp.
- HERAIL, G. (1979). Les facies d'alteration des terrasses alluviales siliceuses du NW de la Vielle Castille. *Acta Geol. Hisp.*, **14**: 466-473.
- HERAIL, G. (1982). La sedimentación terciaria en la parte occidental del Bierzo (León) y sus implicaciones geomorfológicas. *1<sup>a</sup> Reunión sobre la geología de la Cuenca del Duero*, Salamanca 1979, **I**: 323-341.
- HERAIL, G. (1984). *Géomorphologie et géologie 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.

- HERNÁNDEZ PACHECO, F. (1949). Huellas glaciares en la Serra de Queixa. Ourense. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, **47**: 97-102.
- HERNÁNDEZ-PACHECO, E. (1912). Ensayo de síntesis geológica del N de la Península Ibérica. *Trab. Mus. Nac. Ciencias Naturales (Geol)*, **5**.
- HERNÁNDEZ-PACHECO, E. (1923). Edad y origen de la cordillera Central de la Península Ibérica. *Asoc. Esp. Progreso de las Ciencias. Congreso de Salamanca*. **2**: 119-134.
- HERNÁNDEZ-PACHECO, E. (1932a). Síntesis geográfica y geológica de España. *Trab. Mus. Nac. Ciencias Nat. (Geol.)*, **38**.
- HERNÁNDEZ-PACHECO, E. (1932b). Las costas de la Península Ibérica y sus movimientos. *Asoc. Esp. Progreso de las Ciencias. Congreso de España*.
- HERNÁNDEZ-PACHECO, F. (1949a). Geomorfología de la cuenca media del Sil. *Mem. R. Ac. Ciencias E. F. y Naturales*, **13**: 112.
- HERNÁNDEZ-PACHECO, F. (1949b). La raña de las Sierras Centrales de Extremadura. *Comp. Rendu du 26<sup>e</sup> Con. Internat. Geographie*, Lisboa, pp.: 87-109.
- HERNÁNDEZ-PACHECO, F. (1950). Rasgos fisiográficos y geológicos de la Vera del tramo medio del valle del Tietar y del Campo Arañuelo. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Natural*, **48**: 217-245.
- HERNÁNDEZ-PACHECO, F. (1956). Significación y génesis fisiográfica del Portillo de Cijara en el Guadiana. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, **54**: 5-39.
- HERNÁNDEZ-PACHECO, F. (1958). El glaciario Cuaternario de la Serra de Queixa. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, **55**: 27-74.
- HERNÁNDEZ-PACHECO, F. y CABAÑAS, F. (1952). Las características fisiográficas y geológicas del Guadiana entre Luciana y Puebla de Don Rodrigo. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, **50**: 263-280.
- HOYOS, M. y VERGNOLLE, C. (1985). Ensayo de correlación de procesos geomorfológicos geomorfológicos, sedimentarios y tectónicos en el NW de la P.I. durante el Terciario y el Cuaternario. *Mélanges de la Casa de Velázquez*, **21**: 469-471.
- HULT, R. (1899). Fjällvandringar i Galicien och Zamora. Peregrinación por los montes de Galicia y Zamora. *Geografiska Foreningen i Finland*, pp.: 30-55.
- HULT, R. (1899). Granitens vittring i Galicien. La alteración del granito en Galicia. *Geografiska Föreningens Tidskrift*, **3-4**: 145-157.
- IGLESIAS PONCE de LEÓN, M. Varea Nieto, R. (1974). *Mapa geológico de España escala 1:50.000, nº: 228 (Viana do Bolo)*. I.T.G.E.
- ITGE. (1974). *Mapa geológico de España escala 1:50.000, nº: 266 (A Gudiña)*. I.T.G.E.
- ITGE. (1979). Proyecto de investigación de lignitos en España I.T.G.E. Documento interno nº: 10811.
- ITGE. (1981b). *Investigaciones por sondeos mecánicos de la presencia de minerales pesados en los materiales detríticos del NW de Laza*. I.T.G.E.(Documento inédito nº: 10815).
- ITGE. (1981a). *Realización de sondeos mecánicos para la investigación de Sn-W en la zona de Villar de Barrio*. I.T.G.E. (Documento inédito nº: 10816).

- JULIVERT, M.; FONTBOTÉ, 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 pp. + 1 mapa.
- KLEMAM, J. (1994). Preservation of landforms under ice sheets and ice caps. *Geomorphology*, **9**: 19-32.
- LAGASQUIE, J. J. (1984). *Géomorphologie des granites. Les massifs granitiques de la moitié orientales des Pyrénées françaises*. Editions sciences de la terre du CNRS Toulouse. 375 pp.
- LAUTENSACH, H. (1945). Formação dos terraços interglaciares do N do Portugal e suas relações com os problemas da época glaciária. *Publ. Soc. Geol. Portugal*, pp.: 1-39.
- LEPRETE, J. P. (1974). *Traitement et utilisation des données magnétiques. Application a la marge continentale nord-espagnole située entre 3° et 6° de longitude Ouest*. Thèse 3° Cycle, Univ. Rennes. 133 pp.
- LÓPEZ-MARTÍNEZ, N.; FERNÁNDEZ MARRÓN, M. T.; PELÁEZ-CAMPOMANES, P. y PEÑA ZARZUELO, A de la. (1993). Estudio paleontológico en las cuencas terciarias de Galicia. *Rev. Soc. Geol. España*, **6** (3-4): 19-28.
- LÓPEZ-PLAZA, M. y GONZALO, J. C. (1986). Los granitos hercínicos como indicadores de la evolución estructural del MHP. *Hercynica*, **II** (1): 57-64.
- LUCAS, J.; NONN, H. y PAQUET, H. (1963). Presence de niveaux a sepiolite et attapulgite dans le sediments tertiaries de Galice (Espagne). *Bull. Sev. Geol. Alsace et Lor*, **26**: 227-232.
- LLOPIS, N. (1954). Sobre la morfología de los picos Ancares y Miravalles. *Las Ciencias*, **19** (3): 627-643.
- LLOPIS, N. (1958). Sobre la tectónica germánica en Asturias. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, Libro Homenaje a E. Hernández-Pacheco, pp.: 415-429.
- LLOPIS, N. y FONTBOTÉ, J. M. (1959). *Estudio geológico de la Cabrera Alta (León)*. Mon. Geol. Inst. Geol. Apl. Oviedo, **1**: 134 pp.
- LLOPIS, N. y MARTÍNEZ-ALVAREZ, A. (1959b). Estudio hidrogeológico del Terciario de los alrededores del Grado. *Estud. Geol.*, **24** (35-36): 287-304.
- MACÍAS, F. (1976). Los suelos rojos como indicadores climáticos en Galicia. *Gallaecia*, **6**: 11-20.
- MACÍAS, F. (1991). Alteración y edafogénesis de rocas plutónicas y metamórficas. En: *Alteraciones y paleoalteraciones en la morfología del NW peninsular*. Blanco, J. A., Molina, E. y Martín-Serrano, A. (Coord.). Monografías de la Soc. Esp. de Geomorfología, **6**: 121-160.
- MACÍAS, F.; GARCÍA-PAZ, C. y GARCÍA RODEJA, E. (1982). Mineralogía de las arcillas en suelos y alteraciones sobre materiales graníticos de Galicia. *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, **3**: 387-416.
- MACÍAS, F.; GARCÍA-RODEJA, E.; GUITIÁN, F. y PUGA, M. (1980). Origen y distribución de la gibbsita en Galicia. *Anal. Edafol. Agrobiol.*, **39** (9-10): 1533-1563.
- MACÍAS, F. y CHESWORTH, W. (1992). Weathering in humid regions, with emphasis on igneous rocks and their metamorphic equivalents. En: *Weathering, soils and paleosols*. Martini I. P. y Chesworth W (Eds.). Elsevier, pp.: 283-306.
- MALDONADO, A. (1979). Nuevos datos sobre la génesis del yacimiento de lignitos límnicos de Meirama. A Coruña. *Bol. Geol. Min.*, **90** (5): 468-474.
- MALDONADO RUIZ, F. J. (1994). *Evolución tardiglaciaria y holocena de la vegetación en los*

- macizos del Noroeste Peninsular*. Tesis Doctoral. E. T. S. de Ingenieros de Montes, Madrid, 171 pp.
- MALOD, J. A.; BOILLLOT, G. B.; CAPDEVILLA, R.; DUPEUBLE, A.-A.; LEPVRIER, C.; MASCLE, G.; MÜLLER, C. y TAUGOURDEAU-LANTZ, J. (1980). *Subduction and tectonics on the continental margin off northern Spain: observations with the submersible Cyana*.
- MALLADA, L. (1911). *Explicación del Mapa Geológico de España*, I.T.G.E., 7.
- MANERA BASSA, A.; BARRERA MORANTE, J. L.; CABAL GARCÍA, J. M. y BACELAR, J. (1979). Aspectos geológicos de la cuenca terciaria de Puentes de García Rodríguez. A Coruña. *Bol. Geol. Min.*, **90** (5): 451-461.
- MARTÍN AGUADO, M. (1992). Origen del torno del Tajo en Toledo. *Bol. Geol. Min.*, **103** (5): 814-816
- MARTÍN-SERRANO, A. (1979). El conocimiento del lignito y del Terciario en Galicia. Exposición y crítica. *Tecniterrae*, **31**: 1-8.
- MARTÍN-SERRANO, A. (1982). El Terciario de Galicia. Significado y posición cronoestratigráfica de sus yacimientos de lignito. *Tecniterrae*, **48**: 19-41.
- MARTÍN-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
- MARTÍN-SERRANO, A. (1989). Rasgos generales y problemática de las superficies de erosión en Galicia. *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, **14**: 7-18.
- MARTÍN-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.
- MARTÍN-SERRANO, A. (1991a). La definición y el encajamiento de la red fluvial actual sobre el MHP en el marco de su geodinámica alpina. *Rev. Soc. Geol. España*, **4** (3-4): 337-351.
- MARTÍN-SERRANO, A. (1994). El relieve del Macizo Hespérico: génesis y cronología de los principales elementos morfológicos. *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, **19**: 37-55.
- MARTÍN-SERRANO, A. (1994b). Macizo Hespérico Septentrional. En: *Geomorfología de España*, Gutierrez Elorza M. (Ed.). Rueda, pp.: 25-62.
- MARTÍNEZ CORTIZAS, A.; MOARES DOMÍNGUEZ, C. y GARCÍA-RODEJA, E. (1996). El depósito pleistoceno de Moudide. Propiedades físico-químicas y mineralógicas y evolución. En: A. Pérez Alberti; P. Martini; W. Chesworth y A. Martínez Cortizas (Eds.). *Dinámica y evolución de medios cuaternarios*. Xunta de Galicia, Santiago de Compostela, pp: 345-356.
- MEDUS, J y NONN, H. (1963). Primeros resultados geomorfológicos y palinológicos referentes a la cuenca de Puentes de García Rodríguez (Galicia). *Notas y Comunicaciones del I.T.G.E.*, **71**: 87-94.
- MEDUS, J. (1965). *Contribution palynologique a la connaissance de la flore et la vegetation neogene de l'Ouest de l'Espagne. Etude des sediments recents de la Galice*. These 3<sup>e</sup> Cycle. Univ. De Montpellier, 91 pp.
- MILLOT, G. (1964). *Geologie des argiles*. Masson.
- MINGARRO, F. (1959). Significado genético del Guadiana entre Cíjara y Alarcos. *Estudios Geológicos*, **15**: 283-291.

## **Bibliografía**

---

- MOLINA, E. (1991). *Geomorfología y geoquímica del paisaje. Dos ejemplos en el interior de la meseta ibérica*. Universidad de Salamanca, 145 pp.
- MOLINA, E.; BLANCO, J. A.; PELLITERO, E. y CANTANO, M. (1986). Weathering processes and morphological evolution of the Spanish Hercinian Massif. En: *International Geomorphology*, Ed. V. Gardiner, pp.: 957-977.
- MOLINA E.; TALEGÓN, J. G. y VICENTE, M. A. (1994). Las paleoalteraciones sobre el zócalo hercínico ibérico. Aproximación a una interpretación regional a partir de perfiles españoles. *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, **19**: 261-271.
- MOLINA, E.; MORENO-VENTAS, I. y LÓPEZ-PLAZA, M. (1987). Proposición de un modelo genético sobre ciertos montes isla cupuliformes (bornhart inselberg) del SCE. En: *Geol. de los granitoides y rocas asociadas del MHP*. Libro homenaje a L.C. García. Figuerola. Editorial Rueda, pp.: 479-487.
- MOLINA, E.; VICENTE, A.; CANTANO, M. y MARTÍN-SERRANO, A. (1989). Importancia e implicaciones de las paleoalteraciones y de los sedimentos siderolíticos del paso Mesozoico-Terciario en el borde SW de la cuenca del Duero y MHP. En: *Paleogeografía de la meseta N durante el Terciario*. Dabrio C.J. (Ed.). *Studia Geol. Salmanticensis*, **5**: 177-186.
- MONGE GANUZAS, C. (1987). Estudio sedimentológico de la cuenca terciaria de Meirama. Un ejemplo de cuenca sedimentaria sobre una falla de salto en dirección. *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, **11**: 51-68.
- MONTEIRO SANTOS, F. A.; DUPIS, A.; ANDRADE ALFONSO, A. R. y MENDES VICTOR, L. A. (1997). A 3-D geoelectrical model of the Chaves graben obtained from MT measurements. *XIV Reuniao de geologia do Oeste Peninsular*. Vila Real, pp.: 217-222.
- MOREIRA, A. D. y FARINHA, J. M. (1981). Vestígios da glaciação na Serra da Peneda. Portugal. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, **67**: 95-98.
- MUÑOZ de la FUENTE, J. A. y SANTANACH i PRAT, P. (1995). Els Pirineus. Una serralada de col·lissió continental. *Terra*, **25**: 2-14.
- MURILLAS, J.; MOUGENOUT, D.; BOILLLOT, G.; COMAS, M. C.; BANDA, E. y MAUFFRET, A. (1990). Structure and evolution of the Galicia Interior Basin (Atlantic western Iberian continental margin). *Tectonophysics*, **184**: 297-319.
- NESPEREIRA, J. (1982). Apuntes para un estudio del contexto geológico del yacimiento paleolítico de Pazos, S. Cibrán das Viñas. Ourense. *Bol. Auriense*, **12**: 27-30.
- NESPEREIRA, J. (1982). Consideraciones geológicas sobre la hoya de Ourense y su entorno. *Bol. Auriense*, **12**: 31-41.
- NESPEREIRA, J. (1984). *Tres itinerarios geológicos por tierras de Galicia*. Univ. de Santiago de Compostela, Monografías, 70 pp.
- NONN, H. (1966). *Les régions cotieres de la Galicie: étude geomorphologique*. Th. Doc. Fac. Lettres, Univ. Strasbourg, 591 pp.
- NONN, H. (1969). Evolution geomorphologique et types de relief en Galice occidentale et septentrionale. *Revue de geologie dynamique et de geographie physique*, **XI** (1): 31-70.
- NONN, H. (1971). Les régions cotieres de la Galice: estude geomorphologique. Resumen traducido por Alonso Fernández J. *Geographicalia*, **I-III**: 23-34.

- NONN, H. y MEDUS, J. (1963). Primeros resultados geomorfológicos y palinológicos referentes a la cuenca de Puentes de García Rodríguez, Galicia. *Not. y Com. I.G.M.E.*, **71**: 87-94.
- NUSSBAUM, F. y GIGAX, F. 1953. La glaciación cuaternaria en la cordillera cantábrica. (Versión castellana de López Gómez A.). *Rev. de Estudios geográficos*, CSIC, **14**: 261-270.
- OLMO SANZ, A. del. (1984a). *Estudio sedimentario de la cuenca postorogénica de Maceda*. Documentación Anexa al mapa geológico 1:200.000 nº: 17127 (Ourense/Verín). I.T.G.E. (Documento inédito) 15 pp
- OLMO SANZ, A. del. (1984b). *Estudio sedimentario de la cuenca postorogénica de Monforte de Lemos. (Cartografía)*. Documentación anexa al mapa geológico 1:200.000 nº 17/27 (Ourense-Verín). I.T.G.E. (Documento inédito)
- OLMO SANZ, A. del. (1984c). *Estudio sedimentario de la cuenca postorogénica de Quiroga. (Cartografía)*. Documentación anexa al mapa geológico 1:200.000 nº 17/27 (Ourense-Verín). I.T.G.E. (Documento inédito)
- OLMO SANZ, A. del (1985). Estudio geológico-sedimentario de las cuencas terciario-cuaternarias de Monforte de Lemos, Maceda, y Quiroga. *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, **10**: 83-93.
- ORTI, F. (1988). Sedimentación evaporítica continental durante el terciario en la Península Ibérica: aspectos generles. *II Con. Geol. Esp. Simposio del Prog. Inter. Correl. Geol.*, pp.: 509-518.
- ORTÍ, F.; ROSELL, L.; UTRILLA, R.; INGLES, M.; PUELLO, J. y PIERRE, C. (1988). Reciclaje de evaporitas en la península ibérica durante el ciclo alpino. *II Con. Geol. Esp.*, **1**: 421-424.
- PAGÉS, J. L. (1996). *La cuenca del Xallas y su entorno. Evolución cenozoica del relieve en el oeste de la provincia de Coruña*. Tesis Doctoral. Dpt. de Estratigrafía, Facultad de Geología, Universidad Complutense de Madrid, 300 pp + 8 mapas.
- PALOMARES, M.; GARZÓN, G. y FERNÁNDEZ, P. (1992). Evolución de la sedimentación fluvial durante el Pleistoceno en la depresión de Valverde del Majano. Segovia. *III Con. Geol. Esp.*, **2**: 82-86.
- 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). Additional 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**.
- PARDO, E. y CHICA-OLMO, M. (1988). Estudio de la variabilidad espacial de datos geológicos por el método de simulación condicional. *II Con. Geol. Esp. Comunic.*, **2**: 543-547.
- PARGA PONDAL, I. (1958). El relieve geográfico y la erosión diferencial de los granitos en Galicia. Homenaxe a R. Otero Pedrayo. *Public. de la Univ. de Santiago de Compostela*, pp.: 129-137.
- PARGA PONDAL, I; PARGA PEINADOR, X. R.; VEGAS, R. y MARCOS, A. (1982). *Mapa xeolóxico do Macizo Hespérico escala 1:500.000*. Seminario de Estudos Galegos, 19 pp. + 2 mapas.
- PARGA-PONDAL, I. y TORRE-ENCISO, E. (1953). Sobre una relación entre los tipos de disyunción de los granitos gallegos y su historia geológico-tectónica. *Notas y Com. del I.G.M.E.* **32**: 5-31.

- PEDRAZA, J. de. (1976). Algunos procesos morfogenéticos recientes en el valle del río Alberche (SCE): la depresión de Aldea del Fresno-Almorox. *Bol. Geol. Min.*, **87** (1): 1-12.
- PEDRAZA, J. de. (1978). *Estudio geomorfológico de la zona de enlace entre las Sierras de Gredos y Guadarrama (SCE)*. Tesis Doctoral, Facultad de Geología, Univ. Complutense de Madrid (inédita), 459 pp.
- PEDRAZA, J. de. (1984). Domos graníticas de exhumación cuaternaria en la rampa de Cadalso de los Vidrios. SCE. *I Con. Esp. Geol.*, **1**: 535-552.
- PEDRAZA, J. de. (1993). Sistema Central. En: *Geomorfología de España*, Gutierrez Elorza, M. (Ed.). Rueda, pp.: 63-100.
- PEDRAZA, J. de. (1994). Los modelos genético-evolutivos del Sistema Central Español: implicaciones morfo-tectónicas. *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, **19**: 91-118.
- PEDRO, G. y SIFFERMAN, G. (1979). Weathering of rocks and formation of soils. Review of research on modern problems in geochemistry. *Earth Sciences*, **16**: 39-55.
- PENCK, W. (1972). *Morphological analysis of land forms: a contribution to physical geology*. Hafner Publishing Company.
- PEREIRA, D. I. (1991a). Evolução quaternaria do rio Minho na regio entre S. Pedro da Torre e Valença. *Memorias e Noticias*, Publ. Mus. Lab. Mineral. Geol. Univ. Coimbra, **112**: 327-345.
- PEREIRA, D. I. y AZEVEDO, T. M. (1991b). Origem e evolução dos depósitos de cobertura da regio da Bragança. *Memorias e Noticias*, **112**: 247-263.
- PÉREZ 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*, pp.: 253-273.
- PÉREZ ALBERTI, A. (1979). Nuevas observaciones sobre glaciario y periglaciario en el NW de la PI. Galicia. *Acta Geol. Hisp.*, **14**: 441-444.
- PÉREZ ALBERTI, A. (1982). Xeomorfoloxía. En: *Xeografía de Galicia*. Pérez Alberti A. (Ed.). Sálvora, pp.: 9-71.
- PÉREZ ALBERTI, A. (1990). *La geomorfología de la Galicia sudoriental*, Tesis Doctoral, Facultad de Geografía, Univ. de Santiago de Compostela, 185 pp.
- PÉREZ-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.). Public de la Xunta de Galicia, pp.: 1-24.
- PEREZ ALBERTI, A. y COVELO ABELEIRA, P. (1996). Reconstrucción paleoambiental de la dinámica glaciario del Alto Bibe durante el Pleistoceno Reciente a partir del estudio de los sedimentos acumulados en Pias (Noroeste de la Península Ibérica). En: *Dinámica y evolución de medios cuaternarios*. Ed. Perez, A.; Martini, P.; Chesworth, W.; Martinez, A. Pub. Xunta de Galicia. Consellería de Cultura, pp.: 115-130. Santiago (España).
- PÉREZ ALBERTI, A. y GUITIÁN RIVERA, L. (1992). El sector NE del Macizo de Manzaneda. Ourense. Aproximación al estudio del glaciario, suelos y vegetación. En: *VII Jornadas de campo de geografía física*, A. G. E. Rodríguez R. (Ed.). Monografías Univ de Santiago de Compostela, pp.: 11-43.

- PÉREZ ALBERTI, A. y RAMIL REGO, P. (1996). La evolución bioclimática y sus consecuencias: el ejemplo de los paleopaisajes del Cuaternario en Galicia. *Gallaecia*, **14/15**: 31-66.
- PÉREZ ALBERTI, A.; RODRÍGUEZ GUITIÁN, M. y VALCARCEL DÍAZ, M. (1993). Las formas y depósitos glaciares en las Sierras Orientales y Septentrionales de Galicia (NW Península Ibérica). En: *La evolución del paisaje en las montañas del entorno de los Caminos Jacobeos. Cambios ambientales y actividad humana*. A. Pérez Alberti; L. Guitián Rivera y P. Ramil Rego (Eds.). Public de la Xunta de Galicia, Santiago de Compostela, pp: 61-90.
- PÉREZ ALBERTI, A.; RODRÍGUEZ GUITIÁN, M. y VALCÁRCCEL DÍAZ, M. (1995a). Acción e importancia del frío durante el Cuaternario reciente en las Sierras Septentrionales de Galicia (Noroeste Ibérico). *Actas III Reunión del Cuaternario Ibérico*, (Coimbra, 1993), pp.: 79-84.
- PÉREZ ALBERTI, A.; RODRÍGUEZ GUITIÁN, M. y VALCÁRCCEL DÍAZ, M. (1995b). Reconstrucción paleoambiental a partir de las formas y depósitos superficiales en el límite galaico-astur-leonés *Actas III Reunión del Cuaternario Ibérico*, (Coimbra, 1993), pp.: 191-197.
- PÉREZ-GARCÍA, L. C. (1977). *Los sedimentos auríferos del NW de la cuenca del Duero (León) y su prospección*. Tesis Doctoral, Universidad de Oviedo. 403 pp.
- PÉREZ-GONZALEZ, A.; CABRA, P.; MARTÍN SERRANO, A.; CAPOTE, R.; VICENTE, G. de; GALLARDO, MARTÍN de VIDALES, J. L.; AGUIRRE, E.; SANTONJA, M.; VIDAL ROMANÍ, J. R.; HOYOS, M.; SERRAT, D.; GUTIERREZ ELORZA, M.; PEÑA MONNE, J. L.; MOLINA, E.; PEDRAZA, J. de; RODRÍGUEZ VIDAL, J.; DÍAZ del OLMO, F; GOY, J. L.; ZAZO, C.; BAENA, J.; OLMO, P. del; MECO, P.; REY, J.; MEDIALDEA, T.; PERALTA, M.; DÍAZ, L. A. y CALDERÓN, V. (1989). *Mapa del Cuaternario de España. I.T.G.E.*, 279 pp.
- PLIEGO DONES; RUBIO NAVAS, J. y RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L. R. (1981). *Mapa geológico de España escala 1:50.000, nº: 189 (Puebla de Trives)*. I.T.G.E. 43 pp.
- PORTERO, J. M.; OLMO ZAMORA, P. del y OLIVÉ, A. (1983). El Neógeno de la transversal N-S de la Cuenca del Duero. En: *Libro jubilar J. M. Ríos. Geología de España*. I.T.G.E. Monografías, **2**: 494-502.
- PORTERO, J. M. y AZNAR, J. M. (1984). Evolución morfotectónica y sedimentación terciaria en el SCE y cuencas limítrofes (Duero y Tajo). *I Con. Esp. Geología*, **3**: 253-263.
- PORTUGAL FERREIRA, M.; MARTÍNS, J. y MENDONÇA, J. L. (1984). Aguas minerais na zona centro-ibérica de Portugal. Metodología, tipologías. *I Con. Esp. Geol.*, **4**: 317-330.
- RAMSAY J. G. (1987). *Modern Structural Geology*. Academic Press. 2 vol.
- RAYNAL, R. y NONN. H. (1968). Glacis etages et formations quaternaires de Galice Orientale et de León: quelques observations et donnees nouvelles. *Rev. Geom. Dynam.*, **3** (18): 97-117.
- REBELO, F. (1986). Modelado periglacial de baixa altitude em Portugal. *Cadernos de Geografia del I.E.G. de Coimbra*, **5**: 127-137.
- REBELO, F. (1991). Considerações gerais sobre relevo granítico em Portugal. *Cadernos de Geografia del I.E.G. de Coimbra*, **10**: 521-535.
- REBELO, F. y SOUSA PEDROSA, A. de. (1993). Contribuição da geomorfologia para o conhecimento neotectónico da area de Valongo-S. Miquel- O Anjo (Porto). *II Reun. Cuatern. Ibérico*, Madrid 1989, pp.: 717-727.

- REGNAULD, H. y ROJOUAN, F. (1990). Les escarpements submergés de la Meseta Ibérique. (Evolution morphologique actuelle de formes structurales sous-marines). *Bull. Assoc. Géogr. Franç.*, **2**: 24-30.
- 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.
- REY, J. y SOMOZA, L. (1993). Sistemas deposicionales de las rías gallegas y la plataforma continental. Su relación con variaciones del nivel del mar durante el Cuaternario. En: *Estudios sobre el Cuaternario*. Fumanal M. P. y Bernabeu J. (Eds.). Serv. Public de la Univ. de Valencia, pp.: 65-74.
- REY de la ROSA, J. (coord); DELGADO GUTIERREZ, G.; NUÑO ORTEA, C.; LÓPEZ PRADO, J.; MENA INGLÉS, J. M.; MORAL, J. del; CHAMORRO, M.; ORELLANA SILVA, E.; HIGUERA GIL, M.; KAISER RUIZ del OLMO, J. L.; NAVAS MADRAZO, J.; MERCHÉN ÁLVAREZ, F. y BALAGUER BERNALDO de QUIRÓS, L. (1981). *Investigación de lignitos en Galicia. Fase III*. I.T.G.E. (Documento inedito nº: 10813), 300 pp.
- REY de la ROSA, J. (coord.). (1982). *Investigación de lignitos en las cuencas limnicas gallegas. Cuenca de Xinzó da Limia*. I.T.G.E. (Documento inédito nº: 10812).
- REY de la ROSA, J. (coord.). (1984). *Investigaciones de lignitos en Galicia. Terminación de Fase III y anteriores I.T.G.E.* (Documento interno nº: 11096), 210 pp.
- RIBEIRO, O. (1941). Problemas morfológicos do Maciço Hespérico Portugues. *Las Ciencias*, **6** (2): 315-336.
- RICE, R. J. (1983). *Fundamentos de geomorfología*. Paraninfo.
- RIÉS, A. C y SHACKLETON, R. M. (1971). Catazonal complex of NW Spain and N Portugal, Remnants of a Hercynian trust plate. *Nature Physical Science*, **234**: 65-79.
- RIVEIRO, A.; KULLBERG, M. C.; KULLBERG, J. C.; MANUPPELA, G. y PHILLIPS, S. (1990). A review of Alpine tectonics in Portugal: Foreland datachment in basement and cover rocks. *Thectonophysics*, **184**: 357-366.
- RODRÍGUEZ GUITIÁN, M. A.; VALCÁRCEL DÍAZ, M. y PÉREZ ALBERTI, A. (1996a). El último ciclo glaciar en el valle de Piornedo (Serra dos Ancares, Lugo): hipótesis sobre la deglaciación basada en la cartografía de formas y depósitos glaciares y periglaciares. En: A. Pérez Alberti y A. Martínez Cortizas (coords.). *Avances en la reconstrucción paleoambiental de las áreas de montaña lucenses*. Diputación Provincial de Lugo, Monografías G.E.P. 1, pp.: 39-52.
- RODRÍGUEZ GUITIÁN, M. A.; VALCÁRCEL DÍAZ, M. y PÉREZ ALBERTI, A. (1996b). Morfogénesis glaciar en la vertiente meridional de la Serra do Courel (NW Ibérico): el valle de A Seara. En: *Avances en la reconstrucción paleoambiental de las áreas de montaña lucenses*. A. Pérez Alberti y A. Martínez Cortizas (coords.). Diputación Provincial de Lugo, Monografías G.E.P. 1, pp.: 77-88.
- RODRÍGUEZ GUITIÁN, M. A.; VALCÁRCEL DÍAZ, M.; PÉREZ ALBERTI, A. (1995). El último ciclo glaciar en el valle de Piornedo (Serra dos Ancares, Lugo): hipótesis sobre la deglaciación basada en la cartografía de formas y depósitos glaciares y periglaciares. En: *Avances en la reconstrucción paleoambiental de las áreas de montaña lucenses*. A. Pérez Alberti y A. Martínez Cortizas (coords.). Diputación Provincial de Lugo, Monografías G.E.P. 1, pp.: 39-52.

- RODRÍGUEZ MARTÍNEZ-CONDE, R. (1981). Apuntes morfológicos sobre la Galicia occidental, a propósito del concepto de "escalón de Santiago". En: *Libro Homenaje a Alfredo Floristán*. Estudios de Geografía de la Institución Príncipe de Viana, Diputación Foral de Navarra, pp.: 253-362.
- RODRÍGUEZ MARTÍNEZ-CONDE, R. (1994). Control estructural y morfología granítica asociada. Los Penedos da Traba. Galicia. En: *Geomorfología en España*. Arnáez J. et al. (Eds.) Public. De la Soc. Española de Geomorfología, pp.: 73-83.
- RODRÍGUEZ VIDAL, J. y DÍAZ DEL OLMO, F. (1994). Macizo Hespérico Meridional. En: *Geomorfología de España*, Gutierrez Elorza M. (Ed.). Rueda, pp.: 101-122.
- RODRÍGUEZ-REY, A. (1985). Contracción lineal térmica de rocas plutónicas. *Bol. Geol. Min.*, **96** (3): 310-315.
- ROEL, J. y TOYOS, J. M. (1993). *Investigación de Andalucita en el área de Verín (Ourense)*. I.T.G.E.
- ROJOUAN, F. (1987). *Contribution à l'étude géomorphologique de la marge continentale du NW de l'Espagne (Galice)*. Tesis 3º Ciclo. Univ de Paris
- ROMERO, R. (1984). *Mineralogía de la fracción de arcilla de los suelos y sedimentos de la cuenca de Maceda*. Tesis de Licenciatura, Fac. Biología, Univ de Santiago de Compostela. Ourense
- ROMERO, R.; GARCÍA PAZ, C.; PÉREZ, A. y MACÍAS, F. (1984). Mineralogía de la fracción arcilla de suelos y sedimentos de la cuenca de Maceda. *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, **9**: 349-377.
- ROMERO, R.; TABOADA, T. M.; GARCÍA-PAZ, C.; MACÍAS, F. (1987). Utilización del pH de abrasión como un índice del grado de evolución de la alteración y edafogénesis en suelos graníticos de la provincia de A Coruña. *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, **11**: 171-182.
- RUBIO CAMPOS, J. C. (1990). *Geomorfología y Cuaternario de las Srras. del Barco y de Bejar. Sistema Central Español*. Colección Tesis Doctorales, Univ. Complutense de Madrid. \*/90: 350 pp.
- RUBIO NAVAS, J. y RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L. R. (1981). *Mapa geológico de España escala 1:50.000, nº: 227 (Manzaneda)*. I.T.G.E., 35 pp.
- SAENZ RIDRUEJO, C. (1968). Varves glaciares del alto Bibeí. *Rev. de Obras Públicas*, Mayo, pp.: 339-350.
- SALA, M. (1983). The Iberian Massif. En: *Geomorphology of Europe*. Embleton C. et al. (Eds.). Verlag Chemie, pp.: 294-322.
- SANCHO, C. y BENITO, G. (1993). La utilización de secuencias morfogenéticas como criterio de correlación geomorfológica en el sector centro-oriental de la depresión del Ebro. *II Reun. Cuater. Ibérico*, Madrid 1989, pp.: 913-921.
- SANMAMED, A. (1979). Contribución al estudio de los suelos de montaña gallegos. *Acta Cient. Compost.*, **16** (3-4): 219-246.
- SANMAMED, A. y GUITIÁN, F. (1980). Suelos de la zona húmeda española X. Suelos de montaña gallegos 1. Suelos no afectados por el nivel freático. *Anal. Edafol. Agrobiol.*, **39** (11-12): 2067-2085)
- SANTANACH, P. (1994). Las cuencas terciarias gallegas en la terminación occidental de los relieves pirenaicos. *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, **19**: 57-71.

- SANTANACH P.; BALTUILLE, J. M.; CABRERA, L. I.; MONGE, C.; SÁEZ, A.; VIDAL ROMANÍ, J. R. (1988). Cuencas terciarias gallegas relacionadas con corredores de falla direccionales. *II Con. Geol. Esp. Simposio sobre cuencas transcurrentes*, pp.: 123-133.
- SCHMIDT, P. (1943). Karrenbildung in kristallinen gesteinen. Formación de karren en rocas cristalinas. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, **95** (1/2): 53-56.
- SCHMIDT-THOMÉ, P. (1978). Nuevos testigos de una glaciación wurmiense extensa y de altura muy baja en el NW de la Península Ibérica. Ourense-Portugal. Geología de la parte N del MHP. *Cuadernos del Seminario de Estudios Cerámicos Sargadelos*, **27**: 221-243.
- SCHMIDT-THOMÉ, P. (1983). Extreme low lying evidences of a wuermian glaciación in NW Spain and N Portugal. (en Alemán). *Spat- und postglaziale gletscherschwankungen: glazial und periglazialformer, colloquium* 1980, Rotterdam, pp.: 213-229.
- SCHMITZ, H. (1969). *Glazialmorphologische Untersuchungen im Bergland NW Spaniens. Galicien-León*. Geographisches Institut der Universität zu Köln im Selbstverlag, 157 pp
- SCHWENZNER, J. E. (1943). La morfología de la región montañosa central de la meseta española. (Traducción del original, publicado en 1937). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, **41**: 121-147.
- SEARA, J. R. y ARAUJO, P. (1985). Las aguas termales del SE de Galicia. Ourense: su relación con la tectónica. *Acta Cient. Compost.*, **22** (2-4): 967-989
- SEARA, J. R. y ARAUJO, P. (1988c). Consideraciones hidrogeológicas sobre los manantiales termales de la banda Berán-Carballiño. Ourense. *Termalismo en Galicia en la década de los ochenta*. Consellería de Sanidade da Xunta de Galicia, pp.: 57-72.
- SEARA, J. R. y ARAUJO, P. (1988b). Identificación del límite del termalismo y su aplicación a Galicia SE. *Termalismo en Galicia en la década de los ochenta*. Consellería de Sanidade da Xunta de Galicia, pp.: 43-54.
- SEARA, J. R. y ARAUJO, P. (1989). *Estudio de la evaluación de impacto ambiental del municipio de Ourense*. Xunta de Galicia. (inédito).
- SEARA, J. R. y otros. (1988d). *Mapa morfológico y neotectónico nº 7-9, e:1/200.000 (Ourense-Verín)*. ENRESA (inédito).
- SERRAT, D. (1995). El relleu dels Pirineus. *Terra*, **25**: 16-23.
- SIMÓN, M.; ALFARO, P.; GONZÁLEZ, M.; LÓPEZ, J. A. y GONZÁLEZ, J. (1993). Suelos rojos como representantes de la edafogénesis de finales del Mioceno al Pleistoceno. *II Reun. Cuater. Ibérico*, Madrid 1989, pp.: 623-632.
- SLUITER, W. J. y PANNEKOEK, A. J. (1964). *El Bierzo: etude sedimentologique et geomorphologique d'un bassin intramontagneux dans le NW de l'Espagne*. Leidse Geol. Mededelingen, DL 30.
- SOARES, G. (1981). A problemática dos índices glaciarios cuaternarios na Serra do Gerês e na Serra da Peneda. Portugal. *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, **2**: 289-293.
- SOARES, G. (1981). Gelistructuras nos depósitos de um terraço no vale do rio Cávado. Portugal. *Memorias e Noticias*, Publ. Mus. Lab. Mineral. Geol. Univ. Coimbra. **91-92**: 153-163.
- SOARES, G. (1994). Haverá mesmo índices de periglaciarianismo na zona costeira do NW de Portugal. *III Reun. Cuat. Ibérico*, Lisboa 1993, pp.: 513-519.

- SOARES, G. y LOPES NUNES, J. E. (1981). Comentarios sobre imagens de factos denunciadores de processos glaciarios quaternarios nas Serras do Gerés e da Peneda, Portugal. *Memorias e Noticias*, Publ. Mus. Lab. Mineral. Geol. Univ. Coimbra, 91-92. 164-171
- SOLÉ SABARÍS, L. (1983). Morfología general de la Península Ibérica. En: *Geología de España. Libro jubilar J. M. Ríos*. I.T.G.E., 2: 589-612.
- SOLÉ SABARÍS, L.; FONTQUER, N.; LLOPIS, N. y MASACHS, V. (1952). Geografía Física de España: En: *Geografía de España y Portugal*. Vol. 1, Montaner y Simón, 500 pp.
- SOS BAYNAT, V. (1965). Geomorfología del valle del Louro, Porriño-Tuy. Pontevedra. *Bol. Geol. Min.*, 76: 3-49.
- SOUSA, A. de. (1992). Alguns processos erosivos: o exemplo de um pequeno afloramento granítico da Serra do Marao. *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 17: 107-120.
- SOUTO FIGUEROA, M. G. (1989). Temperatura media y profundidad de los almacenes acuíferos de las aguas minero-termales de la provincia de Ourense. *Bol. Soc. Esp. Hidrol. Médica*, 4 (3): 121-124.
- SOUTO FIGUEROA, M. G. (1996). As augas termais. En: Díaz Fierros, F. (Ed.) *As augas de Galicia*. Ponencia do Patrimonio Cultural. Consello da Cultura Galega, 611 pp.
- STICKEL, R. (1929). Observaciones de morfología glaciar en el NW de España. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* 29: 297-313.
- TABOADA, T. M. y GARCÍA-PAZ, C. (1993). Caracterización de un perfil de alteración sobre el granitoide inhomogéneo de los montes de Olerón. *XV Reun. Xeol. e Min. do NW Peninsular*, A Coruña. Resúmenes, pp.: 11.
- TABOADA, T.; ROMERO, R.; GARCÍA-PAZ, C.; MACÍAS, F. (1987). Meteorización en una zona de contacto granito-lamprófido. *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 11: 147-159.
- TABOADA, T.; ROMERO, R. y GARCÍA PAZ, C. (1992). Transformaciones micromorfológicas y mineralógicas en el proceso de meteorización de las granodioritas de Viveiro y Traba. *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 17: 73-84.
- TECNHHIDROS (1971b). *Estudio geofísico de una gravera en Quiroga*. Informe interno, 9 pp. + 5 mapas.
- TECNHIDROS (1971c). *Estudio geofísico de la gravera de la Rúa*. Informe interno, 6 pp. + 3 mapas.
- TECNHYDROS (1971a). *Estudio geofísico del deslizamiento de Piñeira de Abajo (Quiroga)*. Informe Interno, 9 pp. + 5 mapas.
- TEIXEIRA, C. (1944). Tectónica plio-pleistocena do NW peninsular. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, IV (1-2): 19-40.
- TEIXEIRA, C. (1945). A geología do granito e a tectónica galaico-minhota. *Las Ciencias*, X-4.
- TEIXEIRA, C. (1946). Essair sur la paléogéographie du littoral portugais au N du Vouga. *Petros Noius*, 11 (3-4).

- TEIXEIRA, C. (1948). A depressao de Chaves, génese e evolução. *Bol. Museu Min. Geol. Univ. Lisboa*, **15-16**: 35-53.
- TEIXEIRA, C. (1952). Os terraços da parte portuguesa do rio Minho. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, **33**: 5-29.
- TEIXEIRA, C. y CARDOSO, J.L. (1979). A Nao confirmação de fenómenos glaciários nas montanhas do N de Portugal: Peneda-Gerés. *Boletim Sociedade Geológica de Portugal*, **20**: 163-184.
- THOMAS, M.F. (1974). Granite landforms: a review of some recurrent problems of interpretation. Reprinted from Special Publication, *Institute of British Geographers*, **7**: 13-37.
- THOMAS, M.F. (1978). The study of inselbergs. *Z. Geomorph. N.F. Suppl. Bd.*, **31**: 1-41.
- TORCAL, L.; ZAZO, C. y MARFIL, R. (1984). Estudio al MEB de las texturas superficiales de los granos de cuarzo y su aplicación a la interpretación de medios actuales y subactuales. *Estudios Geológicos*, **40**: 315-339.
- TORRAS, M. L. y DÍAZ FIERROS, F. (1978). El registro polínico como indicador del cambio climático en Galicia. *VI Simposio Bioclimatología*, pp.: 162-171.
- TORRE ENCISO, E. (1954). Contribución al conocimiento morfológico y tectónico de la ría de La Coruña. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, **52**: 21-51.
- TRICART, J. y PÉREZ ALBERTI, A. (1989). Problemas de paleoclimatología: importancia e impacto del frío durante el cuaternario. *Simposio Internac. Otero Pedrayo e a xeografía de Galicia*. Consello da Cultura Galega, pp.: 74-93.
- TWIDALE, C. R. (1982). *Granite Landforms*. Elsevier, 370 pp.
- TWIDALE, C. R. (1985). Old land surfaces and their implications for models of landscape evolution. *Revue Geomorphologie Dynamique*, pp.: 36-4.
- TWIDALE, C. R. (1986). Granite landforms evolution: factors and implications. *Geologische Rundschau*, **75** (3): 769-779.
- TWIDALE, C. R. (1993). The research frontier and beyond: granitic terrains. *Geomorphology*, **7**: 187-223.
- TWIDALE, C. R. y BOURNE, J. A. (1978). Bornhadts. *Z. Geomorph. N.F.*, **31**: 111-137.
- TWIDALE, C. R.; y VIDAL ROMANÍ, J. R. (1994). La herencia de Pangea. *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, **19**.
- UBANELL, A. G. (1994). Los modelos tectónicos del Sistema Central Español. *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, **19**: 249-260.
- UBANELL, A. G.; GARZÓN, G.; PEÑA, J. A. de la; BUSTILLO, A.; MARFIL, R. (1978). Estudio de procesos de alteración hidrotermal en rocas graníticas y sedimentarias. Avila. *Estud. Geol.*, **34**: 151-160.
- UDÍAS, A.; LÓPEZ ARROYO, A. y MEZCUA, J. (1983). Estructura profunda y dinámica de la corteza de España. En: *Libro Jubilar J. M. Ríos. Geología de España. II* (Cap. V2). I.T.G.E.
- UÑA, E. de (1985). Micromodelado granítico: ejemplos de gnamas en un afloramiento del NW peninsular. *Rev. Geografía*, **19**: 87-96.
- UÑA, E. de (1986). *El macizo de La Coruña: análisis estructural y morfología de un afloramiento granítico*. Resúmenes Tesis Doctoral, Dpto. Xeografía, Univ de Santiago de Compostela, 12 pp.

- UÑA, E. de (1986). Tectónica de fractura tardihercínica en los afloramientos graníticos: un ejemplo del macizo de A Coruña. Galicia. *IV Col. Ibérico Geografía*, pp.: 917-921.
- 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 continentale Nord-Ibérique. Essays de corrélation de processus geomorphologiques-sédimentologiques y tectoniques en el NW de la Península Ibérica durante el Terciario y el Cuaternario*. Public del Museo Nac. Ciencias Naturales y Casa de Velázquez. Madrid.
- VALCARCEL DIAZ, M. (1995). Aportaciones al estudio de los procesos glaciares y periglaciares en Galicia (NW Península Ibérica): estado de la cuestión. En: *Avances en la reconstrucción paleoambiental de las áreas de montaña lucense*. Pérez, A. y Martínez, A. (coords.). Pub. Dip. Prov. Lugo, Monografías G.E.P. 1, pp.: 11-37.
- VALCÁRCEL DÍAZ, M. y PÉREZ ALBERTI, A. (1996). Caracterización y cartografía de las formaciones superficiales de origen periglacial en el Valle de Moia (Cuenca Alta del Río Navia, N.W. Ibérico). En: *Dinámica y evolución de medios cuaternarios*. Pérez, A.; Martini, P.; Chesworth, W.; Martínez, A. (Eds.). Pub. Xunta de Galicia. Consellería de Cultura.
- VALCÁRCEL DÍAZ, M.; PÉREZ ALBERTI, A. y RODRÍGUEZ GUITIÁN, M. A. (1995). Aportaciones al conocimiento del glaciario pleistoceno en la vertiente norte de la Serra de Airibio (NW Ibérico): implicaciones paleoambientales. En: *Avances en la reconstrucción paleoambiental de las áreas de montaña lucense*. Pérez, A. y Martínez, A. (coords.). Pub. Dip. Prov. Lugo, Monografías G.E.P. 1, pp.: 65-76.
- VALCÁRCEL DÍAZ, M.; RODRÍGUEZ GUITIÁN, M. A. y PÉREZ ALBERTI, A. (1995). Dinámica glacial pleistocena del complejo Porcarizas-Valongo Serra dos Ancares, N.W. Ibérico). En: *Avances en la reconstrucción paleoambiental de las áreas de montaña lucense*. Pérez, A. y Martínez, A. (coords.). Pub. Dip. Prov. Lugo, Monografías G.E.P. 1, pp.: 65-76.
- VEGAS, R.; VÁZQUEZ, J. T.; SURIÑACH, E. y MARCOS, A. (1990). Model of distributed deformation, block rotation and crustal thickening for the formation of the Spanish Central System. *Tectonophysics*, 184: 367-378.
- VEGAS, R.; VÁZQUEZ, J. T. y MARCOS, A. (1986). Tectónica alpina y morfogénesis en el SCE: modelo de deformación intracontinental distribuida. *Geogaceta*, 1: 24-25.
- VERGNOLLE, C. (1984). Lithostratigraphie des bassins tertiaires du NE de la Galice. Espagne. *Mélanges de la Casa de Velázquez*, 20: 371-392.
- VERGNOLLE, C. (1985). Geometrie du remplissage sédimentaire des bassins de Sarria et de Monforte, Galice, et evolution geomorphologique regionale. *Mélanges de la casa de Velázquez*, 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'exemple du NE de la Galicia*. Seminario de Estudos Galegos, Serie Nova Terra. 1: 315 pp.

## Bibliografía

---

- VERSTRATEN, J. N. (1971). *Pedologisch en geomorfologisch onderzoek in het bekken van Monforte de Lemos en omgeving (Galicië)*. Intern rapp. Fys. Geogr. en Bodemk. Lab.
- VICENTE, G. de; GONZÁLEZ CASADO, J. M.; CALVO, J. P.; MUÑOZ MARTÍN, A.; GINER, J. y RODRÍGUEZ PASCUA, M. (1994). Evolución y estructuras alpinas en la zona del centro peninsular. *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, **19**: 175-190.
- VICENTE, G. de; GONZÁLEZ CASADO, J. M.; BERGAMÍN, J.; TEJERO, R.; BABÍN, R.; RIVAS, A.; ENRILE, J. L. H.; GINER, J.; SÁNCHEZ, F.; MUÑOZ, A. y VILLAMOR, P. (1992). Alpine structure of the Spanish Central System. *3º Con. Geológico de España*, **1**: 284-288.
- VIDAL BARDÁN, M. y MARTÍ BONO, C. E. 1993. Procesos de alteración en algunos materiales de origen glaciar. *II Reun. Cuater. Ibérico*, Madrid 1989, pp.: 747-751.
- 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 ROMANÍ, J. R. (1977). Los depósitos sedimentarios del valle del R. Mero (A Coruña). *Gallaecia*, **2**: 37-46.
- VIDAL ROMANÍ, J. R. (1982). El papel del agua en la evolución de la pía ( vasque, gnamna) correlación estadística de medidas. *Bol. Auriense*, **12**: 83-112.
- VIDAL ROMANÍ, J. R. (1983). *Origen y evolución de la Ría de Muros-Noia*. Guía de la VI Reunión de Cuaternario del GETCGGQ, 93 pp.
- VIDAL ROMANÍ, J. R. (1984). A orixe das rías galegas. Estado da cuestión (1886-1983). *Cuad. Area Ciencias Mariñas*, Seminario de Estudos Galegos. **1**: 13-25.
- VIDAL ROMANÍ, J. R. (1984). Geomorfología granítica modelos de deformación post-tectónica de los macizos rocosos. *Memorias e Noticias*, Publ. Mus. Lab. Mineral. Geol. Univ. Coimbra, **97**: 143-158.
- VIDAL ROMANÍ, J. R. (1984). Microformas graníticas tipo tafone (cachola) y gnamma (pía). Un micromodelado sin relación con el clima o la estacionalidad. *Cadernos del Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, **7**: 273-277.
- VIDAL ROMANÍ, J. R. (1984). Micromodelado de rocas graníticas. Un nuevo modelo *genético*. *I Con. Esp. Geol.*, **1**: 585-594.
- VIDAL ROMANÍ, J. R. (1985). *El Cuaternario de la provincia de A Coruña. Geomorfología granítica, modelos elásticos para la formación de cavidades*. Serv. Public. De la Univ. Complutense de Madrid; Serie Tesis Doctorales. Nº: 110/85. 283 pp.
- VIDAL ROMANÍ, J. R. (1985). Estudio teórico sobre el origen de las características morfológicas de las pías (gnamas, vasque). *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, **10**: 133-168.
- VIDAL ROMANÍ, J. R. (1985). Los rock doughnuts. Génesis y morfología. Aplicación a algunos casos gallegos. *I Reun. Cuatern. Ibérico*, **2**: 459-473.
- VIDAL ROMANÍ, J. R. (1986). Historia da formación de Galiza segundo a teoría da tectónica de placas. *Cadernos Semín. Cerám. Sargadelos*. **47**: 11-23.
- VIDAL ROMANÍ, J. R. (1989). Galicia; en: Mapa del Cuaternario de España, Pérez González *et al.* (Coord.). I.T.G.E., pp.: 95-105.

- VIDAL ROMANÍ, J. R. (1990). Formas menores en rocas graníticas: un registro de su historia deformativa. *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, **15**: 317-328.
- VIDAL ROMANÍ, 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. (Eds.). Editorial Complutense, pp.: 31-41.
- VIDAL ROMANÍ, J. R. (1991b). Tipos de fábrica plana y su relación con la generación de formas graníticas. *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, **16**: 301-312.
- VIDAL ROMANÍ, J. R. (1992). *El Cuaternario en Galiza. Estado da cuestión (1873-1977)*. Memoria de investigación presentado al concurso de cátedra en la Universidad de La Coruña. (Inédito). 7-26
- VIDAL ROMANÍ, J. R. (1992). *Memoria del mapa neotectónico 1/200.000 nº: 17-27 (Ourense-Verín)*. E.R.E.S.A.-E.N.A.D.I.M.S.A. (informe inédito). I.T.G.E.
- VIDAL ROMANÍ, J. R. (1996). Geomorfología de Galicia. En: *Historia de Galicia. Tomo de Xeografía*. Hércules de Ediciones, A Coruña, pp: 7-67.
- VIDAL ROMANÍ, J. R.; BRUM, A. de y ZÉZERE, J. (1990). Evolución cuaternaria del relieve granítico en la Serra de Gerés-Xurés. Portugal-Galicia. *Cuaternario y Geomorfología*, **4**: 3-12.
- VIDAL ROMANÍ, J. R. (Coord.) (1979). Procesos actuales: micromodelado en el granito de Monte Louro. Galicia. *VI Reun. del Grupo Trabajo Cuaternario*, pp.: 246-266.
- VIDAL ROMANÍ, J. R.; GRANDAL d'ANGLADE, A. (1994). El glaciocarst del Courel. Lugo. *Furada*, **6**: 35-40.
- VIDAL ROMANÍ, J. R.; MACÍAS, F. y GUITIÁN, F. (1980). Componentes no cristalinos y cristalinos (gibbsita y caolinita) en los productos de neoformación de rocas graníticas de Galicia. *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, **1**: 51-67.
- VIDAL ROMANÍ, J. R.; MACÍAS, F. y GUITIÁN, F. (1980). Fosfatos organógenos en los recubrimientos de los granitos de Mte. Louro. *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, **1**: 69-82.
- VIDAL ROMANÍ, J. R.; PÉREZ ALBERTI, A. y GRAJAL, M. (1977). Testimonios de climas semiáridos en el Cuaternario de Galicia. *III Reun. Nac. Grupo Esp. Trab. Cuaternario*, pp.: 211-218.
- VIDAL ROMANÍ, J. R. ; RODRÍGUEZ MARTÍNEZ-CONDE, R. y MACÍAS VÁZQUEZ, F. (1984). Evolución de la vertiente granítica de Monte Louro. Galicia. *Volume d'hommage au géologue G. Zbyszewski*. Ed. Recherche sur les Civilisations, Univ de París. 101-108
- VIDAL ROMANÍ, J. R.; SANTOS, L. y JALUT, G. (1994). Cronología relativa del máximo glaciar fini-Pleistoceno en el sector NE de la Serra de Queixa, Ourense. *III Reun. Cuater. Ibérico*, Lisboa 1993.
- VIDAL ROMANÍ, J. R.; VILAPLANA, J. M.; BRUM, A.; ZÉZERE, J. L.; RODRÍGUES, L. y MONGE, C. (1990). Los tills de la Serra de Gerés-Xurés y la glaciación pleistocena. Portugal-Ourense. *Cuaternario y Geomorfología*, **4**: 13-25.
- VIDAL ROMANÍ, J. R. y GARCÍA MELÉNDEZ, E. (1993). Evolución subaérea de bloques graníticos por tafonización. *II Reun. Cuater. Ibérico*, Madrid 1989, pp.: 813-815.

- VIDAL ROMANÍ, J. R. y GRACÍA PRIETO, F. J. (1987). Formación de cavidades en rocas graníticas bajo condiciones no epigénicas. *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, **12**: 47-57.
- VIDAL ROMANÍ, J. R. y MARTÍ BONO, C. (1981). Datos para la comparación del micromodelado en dos macizos de granitoides peninsulares. *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, **2**: 265-273.
- VIDAL ROMANÍ, J. R. y RODRÍGUEZ MARTÍNEZ-CONDE, R. (1980). El papel de la vegetación en los procesos de micromodelado de los granitos de Monte Louro. *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, **1**: 225-232.
- VIDAL ROMANÍ, J. R. y SANTOS, L. (1992). *Informe sobre el estudio del glaciario en la Serra de Queixa-Invernadoiro*. IBERDROLA. Memoria Interna, 50 pp.
- VIDAL ROMANÍ, J. R. y SANTOS, L. (1994). La deglaciación finicuaternaria en el NW peninsular. Serra de Queixa, Ourense. Datos geomorfológicos y paleobotánicos. *Cuaternario y Geomorfología*, **8**: 33-44.
- VIDAL ROMANÍ, J. R. y VILAPLANA, J. M. (1984). Datos preliminares para el estudio de espeleotemas en cavidades graníticas. *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, **7**: 305-324.
- VIDAL VOX, C. (1960). La estructura geológica de la cuenca del río Sil en el segmento comprendido entre El Bierzo y Lacedana. León. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, **58**: 85-98.
- VIDAL-BOX, C. (1943). Notas previas a un estudio morfológico y geológico de la alta cuenca del Río Sil, cuencas de Lacedana 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 Lacedana y Babia Alta (León). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol)*, **56**: 143-168.
- VIDAL-BOX, C. (1960). La estructura geológica de la cuenca del R. Sil en el segmento comprendido entre El Bierzo y Lacedana (León). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, **58**: 85-98.
- VILAPLANA, J. M. (1981). El método de trabajo utilizado en el estudio del glaciario cuaternario del Pirineo y su posible aplicación en las Srras. Galaico Portuguesas. *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, **2**: 275-288.
- 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 pp.
- VIRGILI, C. y BRELL, J. M. (1971). Algunas características de la sedimentación durante el Terciario en Galicia. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* nº especial, año C, pp.: 515-523.
- WARBURTON, J. y ALVAREZ, C. (1989). A thrust tectonic interpretation of the Guadarrama Mountains, Spanish Central System. En: *Libro homenaje a Rafael Soler*. AGGEP, pp.: 147-155.
- ZAZO, C. y GOY, J. L. (1994). Litoral español. En: *Geomorfología de España*. Gutierrez Elorza M. (Ed.). Rueda, pp.: 437-470.

ANEXO 1

***TABLAS***



Nº	Dt	H r	Ha t	Hr t	210	34	80	140	60	111	69	90	220	130
300	0	30	700	670	198	35	80	360	280	104	69,5	90	200	110
295	0	30	680	650	209	35	80	200	120	103	70	90	260	170
286	2	30	100	70	21	35	80	300	240	102	70	90	280	190
298	3	30	300	350	214	35	80	320	240	106	70	90	260	170
298	5	30	500	470	215	35	80	100	20	105	70	90	320	230
287	5	30	280	250	208	36	80	100	20	101	70,5	90	240	150
282	6	30	600	570	205	37	80	220	140	90	71	90	340	250
298	6	30	440	410	198	37	80	360	280	98	71,5	90	120	30
285	7	30	200	170	212	37	80	440	360	96	72,5	90	180	90
276	7	40	620	580	213	37	80	640	560	97	72,5	90	260	170
297	7	40	100	60	206	37	80	180	100	95	72,5	90	120	30
284	8	40	320	280	207	37	80	100	20	94	73	90	120	30
282	8	40	600	560	198	37,5	80	380	300	94	74	90	120	30
283	8	40	420	380	199	38	80	280	200	95	74	90	120	30
275	8,5	40	220	180	198	38	80	400	320	98	74,5	90	200	110
279	10	40	620	580	200	38	80	120	40	93	74,5	90	100	10
280	10	40	520	480	198	39	80	360	280	61	75	110	160	50
281	10	40	300	260	203	39	80	320	240	90	75	110	280	170
266	10	40	700	660	204	39	80	340	260	52	76	110	120	10
277	10	40	620	580	198	40	80	320	240	89	76,5	110	140	30
278	10	40	600	560	172	40	80	220	140	86	77	110	200	90
296	10	40	820	780	202	40	80	120	40	88	77	110	140	30
285	10	30	200	160	199	40	80	280	210	85	78	110	280	170
274	11	40	400	360	201	41	80	160	80	87	78	110	140	30
272	11	40	200	160	188	41	80	140	60	83	78,5	110	160	50
273	11	40	320	280	187	41,5	80	80	0	84	78,5	110	180	70
280	11	40	520	480	184	42	80	300	220	81	79	110	280	170
276	12	40	620	580	182	42	80	140	60	82	79,5	110	220	110
297	12	40	100	60	186	42	80	120	40	84	79,5	110	180	70
272	12,5	40	200	160	181	42	80	160	80	62	80,5	110	240	130
286	13	30	100	70	183	42,5	80	280	200	80	81,5	110	320	210
264	13	50	600	560	180	43	80	100	20	63	83	110	160	50
265	13	40	900	860	176	43	80	300	220	83	83	110	160	50
268	13	40	40	0	177	43,5	80	180	100	79	83	110	280	170
267	14	40	120	80	176	44	80	300	220	58	84	110	400	290
270	14	50	140	90	185	45	80	80	0	59	84	110	140	30
249	15	60	120	60	179	44	80	100	20	60	84	110	240	130
263	15	40	600	560	178	44	80	360	280	57	85	110	300	190
250	15	60	300	240	175	44,5	80	340	260	56	85,5	110	400	290
270	15	50	140	90	185	45	80	80	0	55	86	110	260	150
269	15	50	260	210	155	45	80	100	20	54	86,5	110	240	130
258	16	50	620	570	174	45	80	280	200	52	87,5	110	260	150
256	16	50	520	470	156	45,5	80	140	60	54	87,5	110	240	130
303	16	60	740	680	151	46	80	280	490	48	88	110	400	290
267	16	40	120	80	149	47	80	480	400	47	88	110	200	90
266	16	40	700	660	170	47	80	260	180	50	88	110	480	370
258	17	50	620	570	130	47	80	240	160	53	88	110	360	250
253	17	60	60	0	173	48	80	100	10	51	88	110	340	230
254	18	60	440	380	151	48	80	280	200	48	88,5	110	420	310
255	18	60	540	480	148	48	80	420	330	44	89	110	240	130
250	18	60	300	240	154	48,5	80	140	50	46	89	110	400	290
252	18	60	260	200	147	48,5	80	320	230	45	89,5	110	360	250
251	19	60	120	60	146	49	80	200	110	42	90	110	440	330
248	19	60	120	60	153	49	80	200	110	43	90	120	120	0
249	19,5	60	120	60	145	50	80	140	50	40	91	120	260	140
305	20	60	740	680	152	50	80	280	210	18	102	160	400	240
264	20	50	1100	1050	144	50,5	80	120	30	41	91	120	300	180
247	20,5	60	240	180	137	51	80	260	170	43	91	120	120	0
246	21	60	120	60	142	51	80	160	70	41	91	120	340	220
244	21	60	340	280	143	51	80	240	150	37	92	120	480	350
262	21	60	600	540	141	51,5	80	120	30	36	93	120	400	280
246	22	60	120	60	140	51,5	80	260	170	34	94,5	120	480	360
259	22	60	700	640	131	52	80	120	30	33	95	120	440	320
243	22	60	300	240	139	52	80	200	110	35	95	120	500	380
261	22	60	600	540	138	52	80	140	50	32	95,5	140	460	320
244	22	60	340	280	135	53	80	160	70	31	96,5	120	420	300
245	22	60	420	360	136	53	80	180	90	30	98	140	480	340
239	23	80	320	240	128	54	80	120	30	29	98,5	140	260	120
242	23	70	220	150	134	54	80	200	110	27	100	140	340	180
247	23	60	240	180	133	54	80	120	30	28	99	140	440	300
248	23	60	120	60	132	55	80	240	150	25	99,5	160	460	300
241	23,5	70	160	90	128	56	80	120	30	26	99,5	160	300	140
238	24	80	320	240	130	56	80	280	190	23	100	160	420	280
302	25	80	1030	950	127	57	80	120	30	24	100	160	420	260
240	25	80	300	220	131	57	80	120	30	20	101	160	340	180
301	25	80	440	360	129	57	80	260	170	21	101	160	560	400
237	26	80	140	60	125	58	80	240	150	22	101	160	380	220
301	26	80	440	360	126	58	80	120	30	14	102	160	260	100
232	27	80	100	20	123	59	80	320	230	14	102	160	300	140
234	27	80	320	240	120	59	80	100	10	17	102	160	440	280
231	28	80	220	140	124	59	80	220	130	18	102	160	400	240
234	28	80	320	240	122	59,5	80	120	30	19	102	160	260	100
236	28	80	280	200	127	60	80	120	30	16	102,5	160	260	100
235	28	80	160	80	119	60	80	140	50	12	103	180	500	320
224	28,5	80	120	60	123	60	80	320	230	13	103	160	360	400
225	28,5	80	140	60	115	61	80	120	30	10	104	180	300	120
226	28,5	80	180	100	120	61	80	100	10	11	104	180	420	240
221	29	80	260	180	116	61,5	80	200	110	9	105	180	500	320
222	29	80	120	40	121	62	80	260	170	15	105	180	400	220
223	29	80	180	100	114	63	80	180	90	8	105,5	180	300	120
219	30	80	240	160	115	63	80	120	30	7	108,5	200	420	220
220	30	80	120	40	113	64	80	320	230	6	109	200	300	100
218	31	80	240	160	114	64	80	180	90	5	110,5	200	350	150
198	32	80	360	280	112	65	80	140	50	4	113	200	300	100
217	32	80	200	120	111	67	80	220	130	3	115	240	420	180
216	33	80	80	0	110	67,5	80	160	70	2	119	240	340	100
215	33,5	80	100	20	109	68	80	240	150	1	119,5	240	400	160
210	34	80	140	60	108	68,5	80	220	130					
215	33,5	80	100	20	107	69	80	220	130					

Tabla A-1. Datos de altitud y distancia de las terrazas observadas en el Río Miño (tramo Portomarín-As Neves) a partir de la cartografía de campo sobre mapas 1:50.000 del SGE. Leyenda: N<sup>o</sup> número de referencia en la cartografía; Dt distancia horizontal respecto a la terraza n<sup>o</sup> 300; H r altura del río s.n.m; Ha t altura absoluta de la terraza s.n.m; Hr t altura relativa de la terraza sobre el nivel del río.

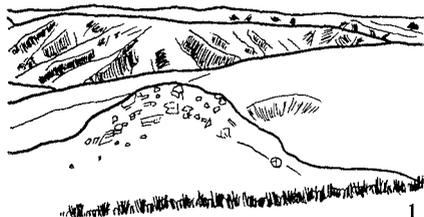


ANEXO 2

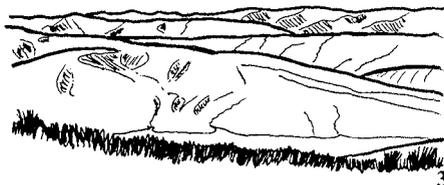
***FOTOGRAFÍAS***







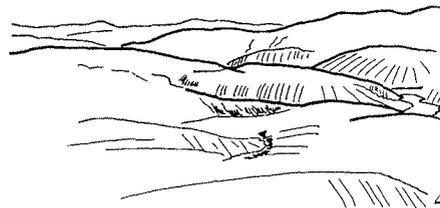
**Fotografía 1.** La cabecera del río Návea viene definida por la Serra de Queixa-San Mamede, cuyas cimas constituyen los restos de una superficie  $R_{1600}$  vaciada por la degradación fluvial. La foto se sacó desde el Alto de San Mamede (1618 m), en dirección E. **Leyenda:** 1 residual (1538 m). 2 As Canadas (1550 m). 3 Altos do Samión (1595 m), Macizo da Edreira. 4 Cumbres de la Serra de Queixa, sector Monte Seixo (1707 m). 5 Río Návea.



**Fotografía 3.** Los cordales de la Serra do Invernadoiro definen una red paralela y orientada NW-SE. La foto está sacada hacia el N, desde el Embalse das Portas. **Leyenda:** 1 Lombo do Lameiro ( $R_{1000}$ ). 2 Veiga da Meda ( $R_{1200}$ ). 3 Alto das Rozas ( $R_{1600}$ ).



**Fotografía 2.** Hacia el E de la Serra de Queixa-San Mamede, el  $R_{1600}$  se prolonga por los cordales de la Serra do Invernadoiro, en la que se encaja un retazo del  $R_{1400}$  y una red orientada NW-SE. La foto está sacada desde Cabeza de Manzaneda (1778 m) hacia el S. **Leyenda:** 1 Embalse del Cenza en los Llanos de Chaguazoso ( $R_{1400}$ ). 2 Residuales de  $R_{1600}$  en Monte Brotais (1536m). 3 Alto das Rozas (1604 m).



**Fotografía 4.** El río Návea al degradar el  $R_{1600}$  define una secuencia de replanos encajados. Al W del Embalse de Chandrexa de Queixa se extiende la Serra do Burgo, que constituye una extensa superficie  $R_{1200}$ ; mientras que al E se escalonan pequeños replanos. La foto está sacada desde O Cabezo (1337m) en dirección N. **Leyenda:** 1 Serra do Burgo ( $R_{1200}$ ). 2 Elais (1087m). 3 Bozqueimado (1096m). 4 Casteligo (980m) 5 Penedo da Porfia (1265m). 6 Penedo das Merendas (1398m).





**Fotografía 5.** En los Llanos de Castro Caldelas se observan distintos niveles de superficies-terracea, elaborados por desmantelamiento del replano  $R_{1000}$ . La foto está sacada desde las inmediaciones del Escarpe de Maceda, en dirección E. **Leyenda:** 1 Arroyo Covas. 2 Serra do Burgo ( $R_{1200}$ ). 3 Serra Queixa-Manzaneda ( $R_{1600}$ ).



**Fotografía 7.** Al E de la Serra de Queixa la red del Bibei se ha encajado en los Llanos de A Gudiña-Viana do Bolo ( $R_{1000}$ ), degradándose progresivamente hacia el N. La foto está sacada desde Peña Nofre (1227m) hacia el S. En primer término las confluencia de los ríos Conso y Bibei. **Leyenda:** 1 Río Bibei. 2 Río Conso. 3 Serra do Canizo ( $R_{1400}$ ). 4 Lomba da Cruz (1147m). 5 Cabezo Grande (1250m).

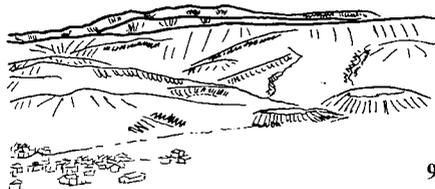


**Fotografía 6.** Al E del río Návea se extienden los Llanos de Puebla de Trives; un retazo del  $R_{1000}$  con morfología de Superficie tipo Rampa. La foto está sacada desde Cova hacia el NE. Al fondo se insinúa la confluencia de los ríos Bibei y Sil. **Leyenda:** 1 Puebla de Trives. 2 Residuales estructurales  $R_{800}$  sobre  $R_{600}$ . 3 Serra dos Cabalos ( $R_{1200}$ ).



**Fotografía 8.** La superficie  $R_{1000}$  solo se observa al E de la Falla de Maceda. En las proximidades de Laza se conservan restos muy degradados por la incisión de una red de valles de fractura. La fotografía está sacada desde Vilar (Carretera Verín-Campobecerros) hacia el NW. **Leyenda:** 1 Colo de Nava (900 m). 2 Río Correchouso. 3 Llanos de Toro ( $R_{1000}$ ). 4 Arroyo Cauta. 5 A Palera ( $R_{1000}$ ). 6 Río Trez. 7 Eiras ( $R_{1000}$ ).





9

**Fotografía 9.** Entre la Serra de San Mamede y la fosa de Maceda se han preservado algunos retazos de los diferentes replanos, lo que da al escarpe un aspecto escalonado. La foto está sacada desde Vilar de Barrio hacia el E. **Leyenda:** 1 Superficie de Cumbres de San Mamede (R<sub>1600</sub>) 2 Lombo de Outeiro Preñado (R<sub>1200</sub>). 3 Lombodogua (R<sub>1000</sub>). 4 Terraza (640m).



11

**Fotografía 11.** Detalle del escarpe de falla en torno a Santirso. La foto está sacada cerca de Arnuiiz, y hacia el NE. **Leyenda:** 1 Calvelo (560m) 2 Arroyo Forxo. 3 Santirso (680 m). 4 Llanos de Castro Caldelas (R<sub>1000</sub>). 5 Penas do Vieiro (1157m).



10

**Fotografía 10.** A lo largo del borde E de la Fosa de Maceda se conserva un escarpe de falla que deja colgados a los Llanos de Castro Caldelas. La foto está sacada desde Monte Farria, (834m) en las inmediaciones de Xunqueira de Ambía; y hacia el NE. **Leyenda:** 1 Llanos de Presqueira-Vilar de Barrio (R<sub>600</sub>) 2 Fosa de Maceda. 3 Monte Meda (1371m). 4 Llanos de Castro Caldelas (R<sub>1000</sub>). 5 Alto de San Mamede (1616m).



12

**Fotografía 12.** Detalle del escarpe de falla entre San Mamede y Mte. Meda. La foto está sacada desde el Alto de San Mamede, hacia el NNW. **Leyenda:** 1 Superficies-glacis (R<sub>1000</sub>) 2 Arroyo Forxo. 3 Llanos de Castro Caldelas (R<sub>1000</sub>). 4 Monte Meda (1371m). 5 Llanos de Fuente de Ratón (R<sub>1200</sub>). 6 Serra do Faro.





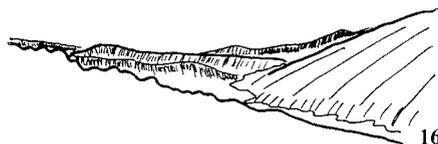
**Fotografía 13.** Detalle de las superficies-glacis (R<sub>1000</sub>)  
La foto está sacada desde el Alto de San Mamede,  
hacia el NW. **Leyenda:** 1 Glacis 2 Fosa de Maceda.  
3 Llanos de Mourisco (R<sub>600</sub>). 4 Llanos de San  
Pedro de Rocas (R<sub>800</sub>).



**Fotografía 15.** Detalle de la Fotografía 14. En el valle  
del río Arnoia las crestas de degradación fluvial  
señalan cotas entre 800 y 900 m. **Leyenda:** 1  
Rebordecho. 2 Serra de San Mamede (R<sub>1600</sub>). 3  
Serra Pequena (R<sub>1200</sub>). 4 Río Correchouso.



**Fotografía 14.** Al S de San Mamede, desaparece el  
escarpe de la fosa, reduciéndose los indicios de la  
falla a los valles en fractura que definen los ríos  
Arnoia, Támeqa y Correchouso. La foto está saca-  
da desde Outeiro Preñado, hacia el SSE. **Leyenda:**  
1 Cabecera del río Arnoia. 2 Valle del río Támeqa.  
3 Serra de San Mamede (R<sub>1600</sub>). 4 Llanos de  
Baldriz (R<sub>800</sub>).



**Fotografía 16.** Panorámica del Valle del río Támeqa  
desde la estación de FF.CC. de Prado-Alberguería.  
**Leyenda:** 1 Superficie-terrazza en O Coto do  
Navallo (854m). 2 Superficie-terrazza en A Garita  
(789m). 3 Monte Meda (1090m).





**Fotografía 17.** Panorámica del sector W de la Fosa de Xinzo da Limia desde el E (Alto da Medorra, 855m). **Leyenda:** 1 Superficie del Monte Penamá ( $R_{800}$ ). 2 Residuales sobre  $R_{600}$ . 3 Monte Farria (834m). 4 Subcuenca de Antela.



**Fotografía 19.** En primer término Superficie de Sabadelle ( $R_{400}$ ) rodeada por restos de un  $R_{600}$  (Llanos de Cernada). Al fondo la Superficie de San Pedro de Rocas ( $R_{800}$ ). El  $R_{600}$  está segmentado por un corredor de fracturación de dirección NW-SE. La foto está sacada desde Faramontaos, hacia el S. **Leyenda:** 1  $R_{400}$ . 2  $R_{600}$ . 3 Fractura NW-SE. 4  $R_{800}$ .

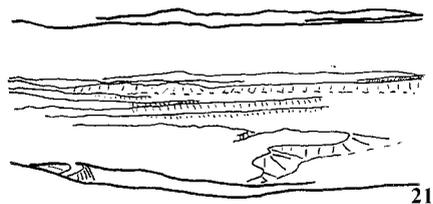


**Fotografía 18.** Umbral topográfico entre las fosas de Maceda y Xinzo. La foto está sacada desde la Serra de Queixa, hacia el S. **Leyenda:** 1 Glacis en la Fosa de Maceda. 2 Residuales  $R_{800}$  sobre superficie  $R_{600}$ . 3 Superficie de Baldriz ( $R_{800}$ ). 4 Serra da Medorra ( $R_{800}$ ). 5 Fosa de Xinzo.



**Fotografía 20.** Progresivo escalonamiento de superficies de erosión hacia el curso del Miño. La foto está sacada desde el Monte Farria (834m) y en dirección NW. En primer término  $R_{800}$ ; en segundo plano  $R_{600}$ ; y en tercer plano el  $R_{400}$  cubierto por la bruma. Al fondo, la Serra de Faro. **Leyenda:** 1 Armariz. 2 Monte de Turzás (655m). 3 Outeiro (687m). 4 Montealegre (470m). 5 San Ciprián das Viñas. 6 Residual de Reádegos (685m) sobre  $R_{400}$ . 7 Serra do Faro.

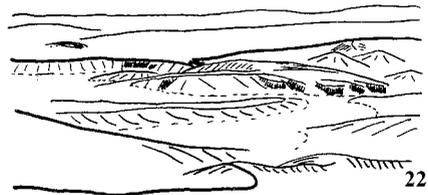




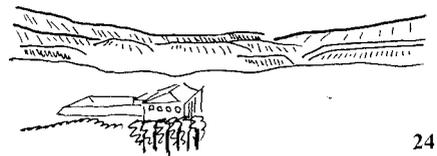
**Fotografía 21.** Borde S de la Fosa de Maceda desde la Serra de San Mamede. En segundo plano la Fosa de Xinzo y al fondo las Serras de Laboreiro y Xurés. **Leyenda:** 1 Glacis de Baldeir. 2 Glacis de Pías. 3 Glacis de Arnuíz. 4 Superficie de Vilar de Barrio ( $R_{600}$ ) con residuales. 5 Monte Farria (831m). 6 Superficie de Baldriz ( $R_{800}$ ). 7 Serra da Medorra ( $R_{800}$ ). 8 Serra Leboreiro. 9 Serra de Xurés.



**Fotografía 23.** Aspecto de la Fosa de Monforte de Lemos al S del municipio. **Leyenda:** 1 Residual (372m). 2 Alto do Marroxo ( $R_{600}$ ). 3 Llanos de Sober ( $R_{500}/R_{600}$ ). 4 Río Sil. 5 Llanos de Castro Caldelas. 6 Monte Meda (1371m). 7 Superficie da Fonte do Ratón ( $R_{1200}$ ). 8  $R_{800}$ . 9  $R_{600}$ .

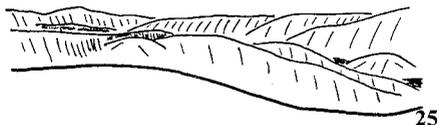


**Fotografía 22.** Sector N de la Fosa de Maceda. Paleocauces entre los Arroyo Porto y Niñodagua. En segundo plano, Llanos do Alto do Couso ( $R_{800}$ ). **Leyenda:** 1 Paleovalles. 2 Arroyo Porto. 3 Alto de Couso. 4 Sector central de la Fosa.



**Fotografía 24.** Desde Fiaio (al E de Melgaço) y hacia el SW, detalle de las terrazas erosivas inferiores observadas en el valle del Miño, sector Melgaço-As Neves.





**Fotografía 25.** Aspecto del encajamiento del río Miño en los replanos  $R_{800}$ ,  $R_{600}$  y  $R_{400}$ , aguas abajo de Ribadavia. La Foto se sacó desde Coto Novelle (718m) y hacia el S. **Leyenda:** 1 Chan de Moiras (802m). 2  $R_{1200}$  (Serra Laboreiro, sector Lamas de Mouro-Melgaço).



**Fotografía 27.** Panorámica del encajamiento del Sil desde Monte Meda (1371m). En primer plano una superficie-terracea. En segundo término se observan, cubiertos por la bruma, los encajamientos de los ríos Cabe y Miño y la Fosa de Monforte. Entre ellos sobresalen las superficies de erosión. **Leyenda:** 1 Superficie terraza en Cerreda ( $R_{600}$ ). 2 Río Sil. 3 Río Cabe. 4 Río Miño. 5 Fosa de Monforte de Lemos. 6  $R_{600}$ . 7  $R_{500}$ .



**Fotografía 26.** Encajamiento del río Miño en Ourense, visto desde el S. **Leyenda:** 1 Llanos de Sabadelle ( $R_{400}$ ). 2 Llanos de Montealegre ( $R_{400}$ ). 3 Terraza de Chelo (337m). 4 Serra do Cabalo (732m). 5  $R_{600}$  en Os Peares. 6 Río Loña. 7 Monte Meda (1371m).



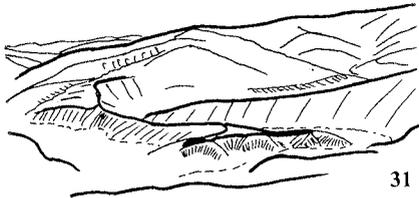
**Fotografía 28.** Superficie de erosión  $R_{600}$  con residuales estructurales pseudoapalachianos  $R_{800}$ . La foto está sacada desde la Serra da Móa (Castro Caldelas), hacia el NW. **Leyenda:** 1 Río Sil. 2 Arroyo San Juan. 3 Llanos de Marcelle ( $R_{600}$ ). 4 Llanos de Vilachá ( $R_{600}$ ). 5 Monte Vidual (819m). 6 Alto do Marroxo (650m). 7 Serra de Auga Levada (886m). 8 Fosa de Monforte de Lemos. 9 Terraza  $T_2$ .





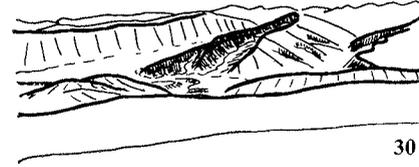
29

**Fotografía 29.** Encajamiento del Río Sil a su paso por los Llanos de Castro Caldelas. La foto se sacó desde Monte Meda y hacia el E. En el margen derecho se observa el borde degradado de la superficie  $R_{1000}$ ; y en el margen izquierdo aparecen los replanos  $R_{600}$  y  $R_{500}$ . **Leyenda:** 1 Río Sil. 2 Montoedo (800 m). 3 Teixeira (600 m). 4 Glacis de Castro Caldelas. 5 Serra da Móa. 6 Río Mao. 7 Río Edo. 8 Serra do Burgo ( $R_{1200}$ ). 9 Llanos de Amandi ( $R_{500}$ ). 10 Llanos de Marcelle ( $R_{600}$ ).



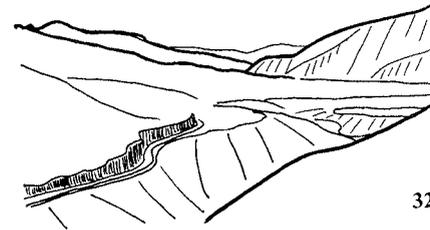
31

**Fotografía 31.** Meandro del Sil en Montefurado. La foto está sacada desde el S. **Leyenda:** 1 Montefurado. 2 Túnel romano. 3 Terraza erosiva ( $T_3$ ). 4 Terraza erosiva ( $T_4$ ). 5 Terraza erosiva ( $T_{10}$ ). 6 Replano  $R_{800}$ .



30

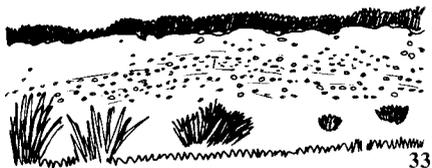
**Fotografía 30.** Panorámica de la Fosa de Quiroga desde Monte Cerengo (1235m). En primer plano superficies terrazas ( $R_{800}$ ). En segundo término valles de fractura orientados NE-SW. **Leyenda:** 1 Quiroga. 2 Superficie-terrazza (847m). 3 Río Soldón. 4 Cordal de Penedo (854m). 5 Llanos de Vilar de Lor ( $R_{800}$ ).



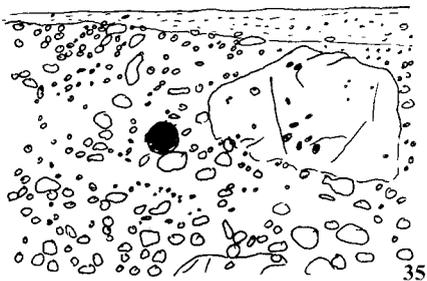
32

**Fotografía 32.** Panorámica de la Fosa de A Rúa desde el W. **Leyenda:** 1 A Rúa (305m). 2 Llanura aluvial ( $T_0$ ). 3 Terraza ( $T_2$ ). 4 Terraza erosiva ( $T_2$ ). 5 Terraza erosiva ( $T_5$ ). 6 Terraza erosiva de Correxais ( $T_7$ ). 7  $R_{1000}$ .





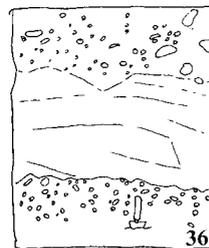
**Fotografía 33.** Depósito de abanico aluvial en los Llanos de Castro Caldelas. El sedimento es matriz sostenido, inmaduro y conserva parcialmente la estructura. La foto está sacada en el afloramiento nº33, al N de A Medorra.



**Fotografía 35.** Detalle del depósito aluvial de A Medorra. El sedimento está formado mayoritariamente por cantos y gravas; y minoritariamente por bloques de granito muy alterado y cantos blandos. **Leyenda:** 1 Arenas arcóscicas. 2 Cantos y gravas. 3 Bloque de canto blando.



**Fotografía 34.** Depósito de aluvial en los Llanos de Castro Caldelas. El depósito está formado por bloques, cantos y gravas. Fossiliza un paleorrelevo en granito alterado y está fossilizado por un coluvión. La foto fue sacada en el afloramiento nº 16 (Cantera de Vidalén)



**Fotografía 36.** Detalle de un paleo suelo que fossiliza y a su vez es fossilizado por depósitos de ladera periglaciares. La foto está sacada en el valle del Ribeira Grande (Serra do Invernadoiro). **Leyenda:** 1 Nivel edáfico. 2 Depósito de ladera.



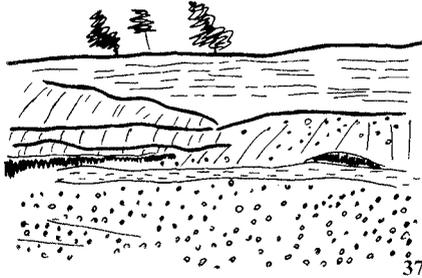
34



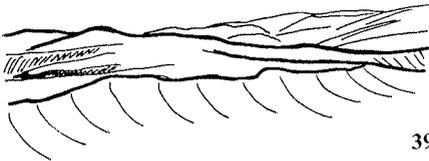
36



37



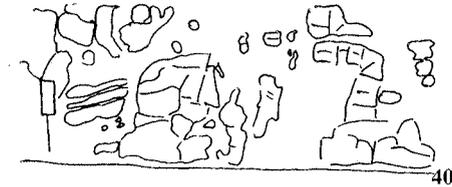
**Fotografía 37.** Depósitos fluviales del río Támega. El espesor de sedimentos alcanza los 10 m y no se alcanza el sustrato. La foto está sacada en la graveira de Vences (Laza). De muro a techo se distinguen tres niveles: bloques y gravas grano sostenidos (1), arcillas bioturbadas de colores negro-ocre (2) y arenas de cuarzo con estratificación laminar (3).



**Fotografía 39.** Collado entre los ríos Camba y Trez, en las inmediaciones de Portocamba. En la fotografía se observa un paleocauce sobre la superficie  $R_{1000}$ .



**Fotografía 38.** Talud de granito muy alterado con bolos también alterados. La foto está sacada en Castadón (Ourense). La alterita corresponde al  $R_{400}$ .



**Fotografía 40.** Detalle de un afloramiento granítico situado en el Alto das Estivadas (entre las fosas de Xinzo y Verín). El frente de alteración, al avanzar, ha definido unas franjas verticales que sugieren la existencia de un episodio tectónico que habría afectado a la roca. Las franjas de alteración son paralelas al borde E de la Fosa de Xinzo de Limia.





ANEXO 3

***CARTOGRAFÍA***

---

**Mapa Nº 1.** (Página siguiente). Encuadre topográfico del área estudiada. Elaborado a partir de las hojas nº: 2-3, 2-4, 3-3 y 3-4 del S.G.E. E: 1/200.000. Equidistancia de curvas 200 m.

**Poblaciones:** **Alb** Alberguería; **All** Allariz; **B** Bande; **Ba** Baldriz; **Bb** Barbantes; **Bç** Bragança; **Bea** Beariz; **BL** Barxa de Lor; **BM** Barra do Miño; **Bañ** Baños de Molgas; **Bo** O Bolo; **Bv** Bóveda; **BV** O Barco de Valdeorras; **C** Cúa; **Ca** Carballiño; **Cañ** A Cañiza; **Cc** Cacabelos; **CC** Castro Caldelas; **Cel** Celanova; **Cer** Cerdelo; **Ch** Chantada; **Chv** Chaves; **Cor** Cortegada; **CR** Calvos de Randín; **D** Castro Dozón; **En** Entrimo; **Esc** Escairón; **Esq** Escairón; **Esg** Esgos; **G** A Gudiña; **Ir** Irixo; **Lal** Lalín; **Lar** Larouco; **Laz** Laza; **Le** Leiro; **Li** Lindoso; **Lo** Lovios; **Lu** Luintra (Nogueira de Ramuín); **M** Las Médulas; **Ma** Maceda; **Md** Montederramo; **Meç** Melgaço; **Mel** Melón; **Mer** A Merca; **ML** Monforte de Lemos; **Moç** Monçao; **Mon** Montealegre; **Ou** Ourense; **Out** Outomuro; **P** Os Peares; **Pa** Paderne de Allariz; **PA** Pradoalbar; **Pb** Puebla de Brollón; **PB** Ponte de Barca; **Pc** Portocamba; **Pe** A Peroxa; **PJ** Pitoes das Junias; **PDF** Puente de Domingo Flórez; **Po** Ponferrada; **Pon** Pontearreas; **Pr** Prada; **Ps** Parada do Sil; **PS** Puebla de Sanabria; **PT** Puebla de Trives; **Q** Quiroga; **Qx** Queixa; **R** A Rúa; **Rd** Ribadavia; **Ru** Rubiá; **S** Sandianes; **Sb** Santibáñez; **SCI** San Clodio; **So** Sobrado; **T** Toén; **Ta** Taboadela; **To** Toro; **TV** Toral de Vados; **Vb** Villafranca del Bierzo; **VB** Vilar de Barrio; **VdB** Viana do Bolo; **Ver** Verín; **Vh** Vinhais; **Vid** Vidago; **XA** Xunqueira de Ambía; **XE** Xunqueira de Espadañedo; **XL** Xinzo de Limia.

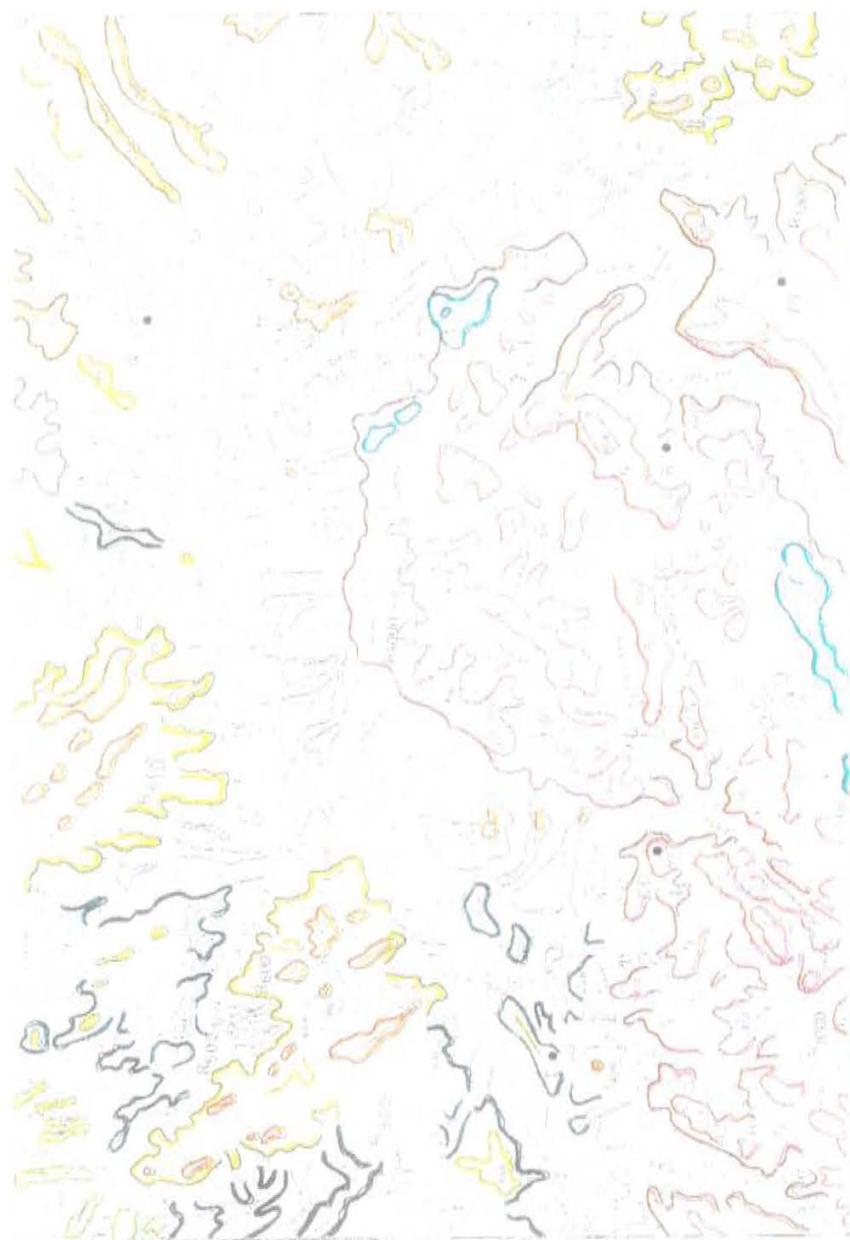








**Mapa 3.** Esquema geomorfológico de la Hoja nº 188 (Nogueira de Ramuín) del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000.



Mapa 4. Esquema geomorfológico de la Hoja nº 189 (Puente de Trives) del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000.



Mapa 5. Esquema geomorfológico de la Hoja nº 226 (Añariz) del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000.





Mapa 7. Esquema geomorfológico de la Hoja nº 264 (Xizzo de Limia) del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000.



Figura 8. Esquema geomorfológico de la Hoja 1753 de la Carta Geográfica Nacional a escala 1:500.000.



Se terminó de imprimir en los talleres de  
**GRAFICAS DO CASTRO / MORET**  
en el mes de octubre de 2002

