

## EVOLUCION GEOMORFOLOGICA DE LA SUPERFICIE DE EROSION $R_{1000}$ EN LOS LLANOS DE CASTRO CALDELAS (OURENSE)

J. Yepes Temiño\*, J. R. Vidal Romaní\*\*

### RESUMEN

Se presenta el análisis morfológico de un sector del replano  $R_{1000}$ . El sector escogido está colgado por encima de la red fluvial actual. Este hecho permite atribuir a los cursos que drenan el replano un carácter semi funcional. Se han identificado once niveles de terrazas erosivas, que corresponden al desmantelamiento del replano inicial. La geometría de la red permite suponer que la organización actual se alcanzó mediante sucesivas capturas. Por otra parte, se han distinguido dos trazados de la red (centrípeta y en bayoneta); la red centripeta define una superficie hueca y la red en bayoneta una superficie en rampas escalonadas. Se propone que ambas morfologías corresponderían a diferentes estadios de un mismo proceso: el vaciado del  $R_{1000}$ . Por último, se propone la hipótesis de un descabalamiento tectónico del  $R_{800}$  para el origen de los Llanos.

**Palabras clave:** *Geomorfología del Macizo Galaico, Evolución de la red fluvial, Neotectónica.*

### ABSTRACT

We present the morphological analysis of a sector of the  $R_{1000}$  replane. The sector chosen is hanging above the current fluvial network. This fact allows us to attribute a semi-functional character to the courses which drain the replane. Eleven levels of erosive terraces have been identified, which correspond to the degradation of the initial replane. The geometry of the network allows us to suppose that the current organisation was reached by means of successive captures. On the other hand, two layouts of the network have been distinguished (centripetal and in bayonet). The centripetal network defines a hollow surface and the bayonet network a surface in stepped inclines. We propose that both morphologies correspond to different stages of a same process: the hollowing out of the  $R_{1000}$ . Lastly we propose the hypothesis of a tectonic pattern of the  $R_{800}$  for the origin of the Llanos.

**Key words:** *Geomorphology of Galician Massif, Fluvial net evolution, Neotectonic.*

### Introducción

Tradicionalmente se ha supuesto que Galicia ha sido afectada por una tectónica de bloques durante la Orogenia Alpina (Pedraza, 1994; Hernández-Pacheco, 1949; Villasante y Pedraza, 1984; Pérez-Alberti, 1993; Vergnolle, 1990). Según esta hipótesis, los numerosos 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, lo que resulta difícil al no disponer de dataciones.

Para verificar la hipótesis, Pagés (1996) empezó a estudiar algunos aplanamientos gallegos, cuyos límites netos permitían considerarlos como sistemas morfogenéticos relativamente aislados. En el presente trabajo se recogen los resultados obtenidos en el estudio de los Llanos de Castro Caldelas (fig. 1), que podría considerarse un sistema aislado, al menos a partir de las cotas más bajas que señalan sus bordes (Alto do Rodicio, 950 m; Alto de Cerdeira, 940 m, e interfluvio Mao-Edo, 800 m). 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.

\* Canton Pequeño 9-12, 3.º D, 15003 A Coruña

\*\* Instituto de Geología Isidro Parga Pondal, Universidade da Coruña, 15071 A Coruña

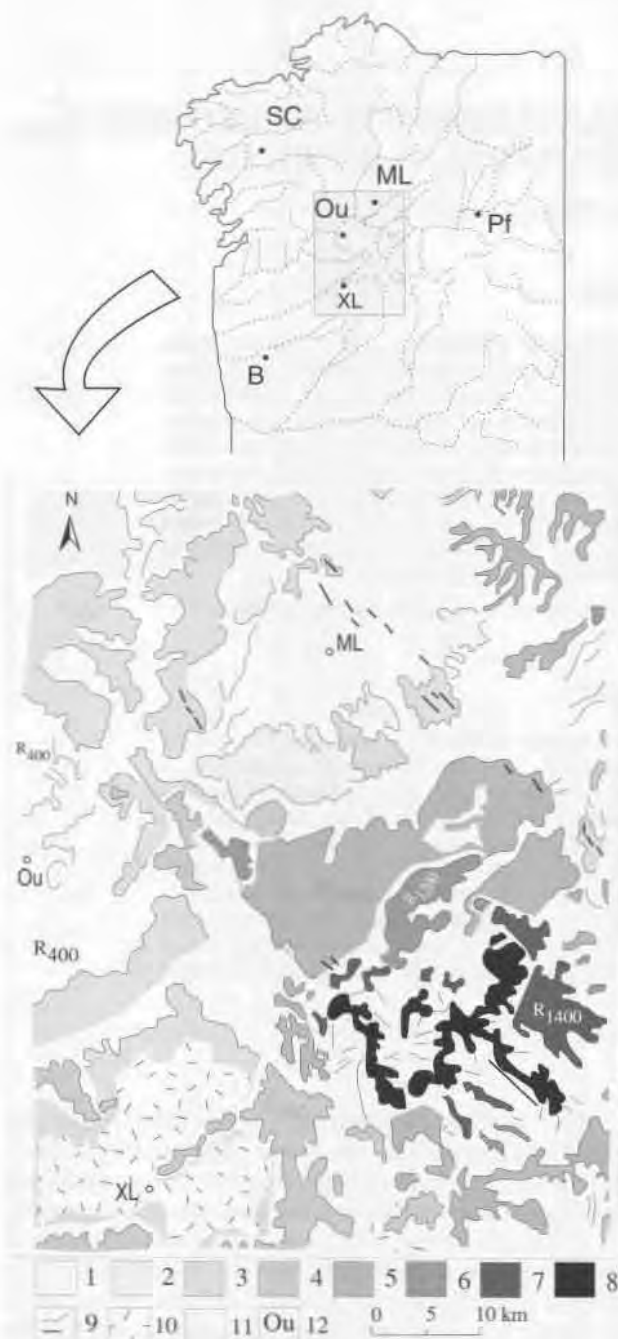


Fig. 1.—Localización de la región estudiada. Se indican esquemáticamente los replanos identificados. Leyenda: (1)  $R_{400}$  (300-500 m). (2)  $R_{500}$  (500-600 m). (3)  $R_{600}$  (600-700 m). (4)  $R_{800}$  (700-900 m). (5)  $R_{1000}$  (700-1.000 m). (6)  $R_{1200}$  (1.100-1.300 m). (7)  $R_{1400}$  (1.300-1.500 m). (8)  $R_{1600}$  (1.400-1.700 m). (9) Crestas de degradación fluvial. Relieves estructurales. (10) Depósitos terciario-cuaternarios. (11) Curso fluvial. (12) Población: (B) Braga, (ML) Monforte de Lemos, (Ou) Ourense, (P) Ponferrada, (SC) Santiago de Compostela, (XL) Xinzo da Limia.

Tabla 1.—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

SE	N	(HM-Hm)	T
$R_{1400}$	—	1.400-1.300	$T_{16}$
$R_{1200}$	—	1.300-1.250	$T_{15}$
	—	1.220-1.200	$T_{14}$
	—	1.200-1.100	$T_{13}(G_1)$
	1.080	1.080-1.020	$T_{12}$
$R_{1000}$	1.040	1.040-980	$T_{11}$
	1.000	1.000-960	$T_{10}$
	960	960-920	$T_9$
	940	940-920	$T_8$
	920	920-900	$T_7$
	900	900-880	$T_6$
	880	880-860	$T_5$
	860	860-840	$T_4$
	800	820-780	$T_3$
	760	760-740	$T_2$
700	720-680	$T_1$	

Los Llanos de Castro Caldelas (fig. 2) se sitúan al E de Ourense y definen un aplanamiento en torno a los 1.000 m (800-1050 m), con una extensión semejante a un triángulo con un vértice al S. Sus límites son netos: por el W, el escarpe de la falla de Maceda (300-400 m); por el S, el encajamiento del río Navea (300-600 m) y la S.<sup>a</sup> do Burgo (1.292 m); y por el N, 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; excepto el arroyo Cabanas y el arroyo Tioira; dos arroyos marginales y poco significativos.

### Descripción del área estudiada

Los Llanos de Castro Caldelas se desarrollan principalmente sobre la Zona de Galicia Tras Montes (Barrera Morate *et al.*, 1989), excepto en el tercio E, que lo hace sobre el Dominio del Anticlinorio del Olló de Sapo. La litología dominante es granítica, distinguiéndose un granito sincinemático (granito peraluminico de dos micas) y un granitoide calcoalcalino precoz (granito y granodiorita biotítico con megacrístales 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.

El Dominio del Anticlinorio del Olló de Sapo está representado por el Precámbrico Olló de Sapo (gneis

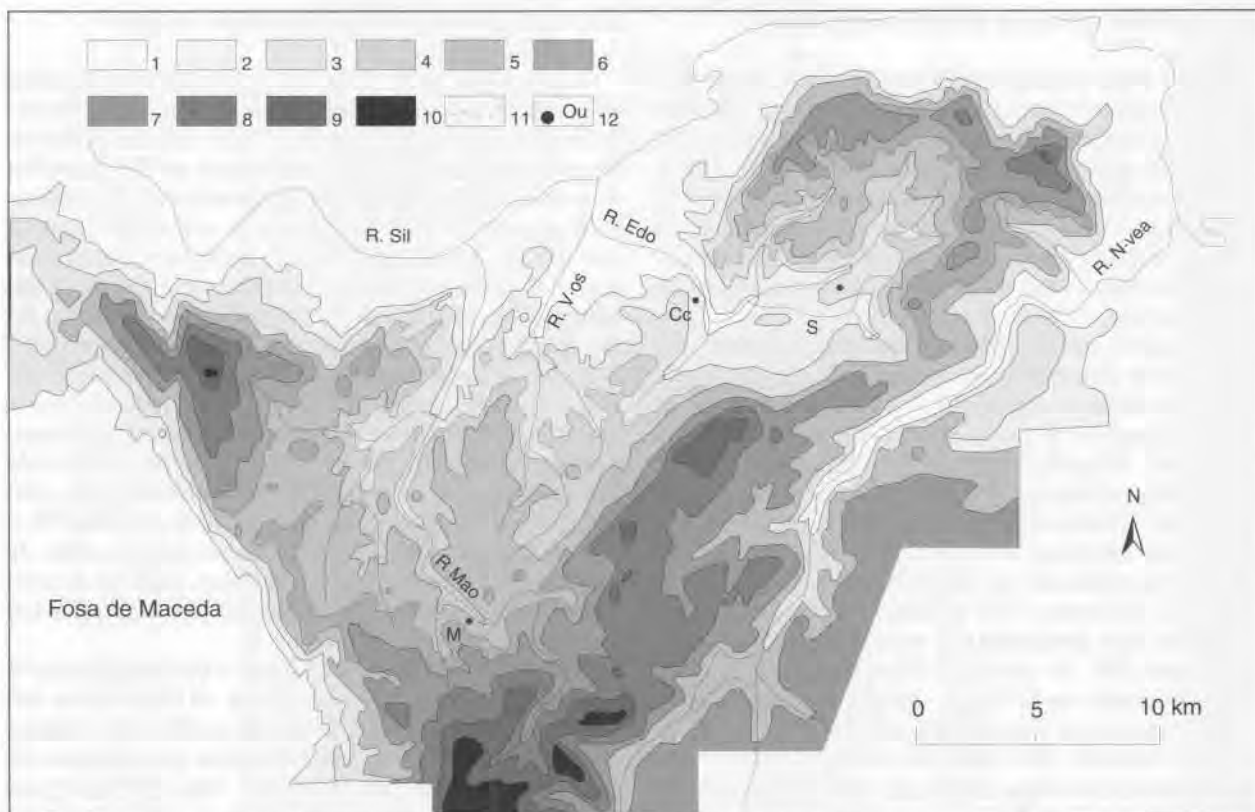


Fig. 2.—Esquema topográfico de la superficie de erosión  $R_{1000}$  en los Llanos de Castro Caldelas. Leyenda: (1) 0-700 m; (2) 700-800 m; (3) 800-850 m; (4) 850-900 m; (5) 900-950 m; (6) 950-1.000 m; (7) 1.000-1.100 m; (8) 1.100-1.200 m; (9) 1.200-1.300 m; (10) 1.300-1.618 m; (11) río; (12) población: (Cc) Castro Caldelas; (M) Montederramo; (S) Sas de Penelas.

glandular con cristales de feldespato, cuarcitas feldespáticas y esquistos) y la Capa de los Montes (pizarras grises con intercalaciones graníticas) de edad Ordovícico inferior. Los depósitos cenozoicos son escasos, peliulares y su interpretación, dispar.

Los Llanos de Castro Caldelas han sido analizados en diferentes ocasiones, con interpretaciones dispares. Hernández-Pacheco (1949) justifica la elaboración de la superficie por la sucesión de movimientos epirogénicos desde el Mioceno e identifica los Llanos con la Penillanura Inferior (PI); que supone inclinada hacia el N y afectada por fallas posthercínicas (NNW-SSE y NE-SW) que la habrían desnivelado respecto a la Penillanura de Cumbres y la Penillanura Baja. Para Birot y Solé (1954) los Llanos constituyen un bloque de la Superficie de Chantada, levantado y basculado al NE; en el que destacan unos residuales alargados en dirección NW-SE ( $S_3$  da Móa, 1234 m), que suponen relieves apalachianos. Pérez-Alberti (1993) considera los Llanos como un solo aplanamiento ( $NA_{1000}$ ), en el que no se incluiría la  $S_3$  do Burgo. Por otra parte, Villasante y Pedraza (1984) cartografían tres niveles

de una misma superficie ( $S_1$ ); sobre el más extenso y mejor conservado (Escalón superior,  $N_2$ ) identifican siete *residuales irregulares*, un retazo del Nivel de Cumbres ( $N_1$ ) en Monte Meda (1.323 m) y otro del Escalón Inferior ( $N_3$ ) en A Teixeira. Por último, Vergnolle (1990) identifica dos niveles limitados a las zonas bien conservadas. Así, define la  $S_{700-800}$  en Sas de Penelas y Castro Caldelas y la  $S_{900-1000}$  junto a la falla de Maceda.

## Resultados

En los Llanos de Castro Caldelas Yepes (1998) ha distinguido tres superficies ( $R_{1200}$ ,  $R_{1000}$  y  $R_{800}$ ) y 16 niveles de terrazas erosivas (fig. 3; tabla 1); de las tres superficies, la más extensa sería el replano  $R_{1000}$ , mientras que en las otras dos superficies se han distinguido varios retazos - Monte Meda (1.321 m) y  $S_3$  do Burgo (1.292 m) en el caso del  $R_{1200}$  y el entorno de A Teixeira y de Parada do Sil en el caso del replano  $R_{800}$ , que se interpretan como una secuencia de terraza erosiva del río Sil.

### *La red de drenaje en la cuenca del río Mao*

El río Mao sólo tiene afluentes en su margen izquierda (Perocanes, Reconco, Covas y Alavenche). El trazado de cabecera en los cursos afluentes es paralelo a la falla de Maceda (NNW-SSE). Posteriormente, describen un giro progresivo hacia el NE y confluyen con el Mao en torno al Embalse da Edrada, confirmando a la red cierta geometría centrípeta. Este giro viene señalado por la cota 960 m en los Llanos del Alto do Rodicio.

El trazado del río Mao es más complicado. La cabecera se desarrolla aguas arriba del  $R_{1000}$  y presenta tres tramos separados por codos bruscos. El primer tramo es paralelo al río Návea (SW-NE) y llega hasta Mogaínza, donde se acoda hacia el NW y se encaja entorno a la cota 1.200 m. En el segundo tramo, el Mao describe un giro progresivo hacia el E, para terminar con una dirección NNE; este giro viene señalado en Gabín (1.000 m). El tercer tramo (A Cabeciña, 977 m-Montederramo) comenzaría con una inversión del sentido del curso, que pasa a ser SW. A partir de Montederramo el Mao entra de pleno en el  $R_{1000}$ , distinguiéndose cuatro tramos más 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-NW) se desarrolla entre Montederramo y Monte Cabozo (977 m); en este tramo el vestigio más antiguo del encajamiento es el Alto da Armada (1.040 m), aunque hasta la cota 980 m no estaría claramente definido. El quinto tramo (SW-NE) se desarrolla entre Monte Cabozo y Ferrón, el sexto (SE-NW) entre Ferrón y Vilariño Frío, y el séptimo (SW-NE) entre Vilariño Frío y Barxacova, ya fuera del  $R_{1000}$ . Los acodamientos del curso 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, con una dirección NNW; éste viene individualizado por el encajamiento del Mao en el Monte Itede (540 m).

En cuanto al encajamiento del Mao, se observa una variación significativa en el grado de incisión según el tramo del curso fluvial. En el tramo que recorre sobre el  $R_{1000}$  el encajamiento máximo varía entre 140 y 60 m, mientras que en los tramos inicial y final la incisión del encajamiento aumenta sensiblemente: 200-100 m en la cabecera y 140-580 m en la zona de confluencia con el río Sil. Todo esto parece indicar que la red gira progresivamente de una dirección inicial NNW-SSE a otra final SE-NW, y que este giro está relacionado con un proceso de capturas inducidas por el encajamiento del río Sil.

### *La red de drenaje en la cuenca del río Edo*

La cuenca del río Edo ocupa los sectores central y oriental de los Llanos. En el sector E la red afluente está formada por tres cursos (Castoi, Ferreiros y Penelas) que convergen en las inmediaciones de Castro Caldelas, justo antes de abandonar el  $R_{1000}$ ; este hecho confiere a la red cierto aspecto centrípeta. En el río Edo se distinguen cuatro tramos: el primero alcanza hasta la confluencia del arroyo Castoi (686 m) y se encaja al pie de la S.<sup>a</sup> do Burgo con un trazado paralelo al escarpe (SW-NE); el segundo constituye el colector de salida del  $R_{1000}$  y drena hacia el NNW; el tercero y cuarto tramo se desarrollan íntegramente dentro del encajamiento del Sil. En el sector E la red está más encajada que en el sector W; y muestra un giro progresivo de su dirección, que pasaría de NE-SW a NW-SE. Este giro se observa en torno a Sas de Penelas (interfluvio Castoi-Penelas, 830 m) y sería equiparable al giro definido por los afluentes del río Mao.

El sector central de los Llanos está drenado por la cuenca del Vaus, que confluye al Edo fuera del  $R_{1000}$ . Su geometría en bayoneta señala una tendencia general SW-NE, interrumpida por tramos de dirección SE-NW. En el arroyo Vaus se distinguen tres tramos: el primero (SW-NE) al pie de la S.<sup>a</sup> do Burgo y paralelo al escarpe; el segundo (SE-NW) entre A Medorra y El Carballal (947 m); y el tercero (SW-NE) que llega hasta A Teixeira, donde confluye en T con el río Edo. Los dos primeros codos vienen señalados a una altura similar en todos los cursos de la red (880-860 m); mientras que el tercer tramo correspondería a las confluencias Alenza-Vaus y Vaus-Edo. La primera vendría señalada por el encajamiento en el nivel  $T_3$  (820-780 m) y la segunda por el desmantelamiento de la terraza de Pombar (420-400 m).

### *La red de drenaje en las cuencas de los ríos Tioira y Cabanas*

Las cuencas de estos cursos son pequeñas, pero aportan datos relevantes para estimar el momento en que los Llanos de Castro Caldelas se individualizaron. El arroyo Tioira se encaja paralelo al escarpe de la Fosa de Maceda, entre los niveles  $T_{11}$  y  $T_9$ . Por debajo del  $T_9$  se habría acodado hacia el SW, desconectándose de la cuenca del Mao. En cuanto al arroyo Cabanas, desconectaría de la cuenca del Edo al encajarse en el nivel  $T_{11}$  (1.040-980 m); quedando definido su trazado actual en el nivel  $T_9$  (960-920 m). Conviene apuntar que estas desconexiones señalan la misma altura que los codos descritos en la red

del Mao; lo que sugiere un proceso de encajamientos y capturas sincrónico para todo el  $R_{1000}$ .

#### *Replanos y relieves residuales en el Sector W del $R_{1000}$*

La topografía de los Llanos de Castro Caldelas es desigual y, exceptuando el sector septentrional, los relieves de mayor altura se sitúan en sus bordes; a excepción del borde N. En esta idea, apuntada por Hernández-Pacheco (1949), se basaron Birot y Solé (1954) para suponer un basculamiento de la superficie hacia el NE. Sin embargo, el descenso escalonado y desigual de la topografía, más bien parece asociarse al desmantelamiento de los Llanos por el encajamiento de la red fluvial. En la cartografía realizada, se han distinguido 16 replanos en un desnivel de 700 m. La distribución altitudinal de los replanos sugiere un modelo de erosión tipo rampa, donde los niveles corresponderían a terrazas erosivas, parcialmente desmanteladas, que se escalonan definiendo cotas progresivamente más bajas hacia los extremos de la superficie, confiriendo así a los bordes del replano un aspecto suavemente degradado, similar al de un glacis.

En la cuenca del río Mao se han observado cinco características significativas: el paso del  $R_{1200}$  ( $T_{14}$ ) al  $R_{1000}$  ( $T_{11}$ ) se realiza mediante un glacis-rampa ( $T_{13}$ ) y viene señalado por un acodamiento fluvial; la geometría de las terrazas  $T_{11}$  a  $T_9$  sugiere una paleodirección SE-NW, al menos en el sector de cabecera; el nivel  $T_9$  está definido por un extenso aplanamiento sobre el que viene señalada la captura generalizada de la red hacia el NE, tendencia mantenida hasta el presente; el desarrollo de terrazas escalonadas dentro del encajamiento, como la del  $T_5$  en Vilariño Frío, apoyaría la idea de un proceso continuo y prolongado, con períodos de anheamiento del cauce alternando con otros de incisión lineal; y por último, el lugar en el que desagua el río Mao fuera del  $R_{1000}$ , ya vendría definido en el nivel  $T_5$ .

#### *Replanos y relieves residuales en el Sector Central del $R_{1000}$*

En este sector se desarrollan claramente tres niveles ( $T_8$ ,  $T_6$  y  $T_4$ ) que se escalonan sucesivamente hacia el E. El encajamiento en el  $T_6$  señalaría la desconexión total del río Edo respecto al río Mao; sobre este nivel existen evidencias de una red en dirección NE, paralela al escarpe de la S.<sup>a</sup> do Burgo. Con posterioridad, esta red se acodaría hacia el NW en varios puntos (A Medorra y Pesqueiras), en torno a la cota 870 m, lo que sugiere un carácter

sincrónico del evento. El encajamiento en el  $T_4$  marcaría la captura de la cabecera del río Edo por la cuenca del Vaus. A continuación se habría desarrollado el nivel  $T_3$ , cuya geometría sugiere una red en dirección NNW. La red actual quedaría definida con el encajamiento de la confluencia Vaus-Alenza en el  $T_3$ . El tramo del río Edo que no fue capturado por el arroyo Vaus, habría desmantelado el  $T_6$ , del que se han preservado escasos retazos sobre el  $T_5$ , por debajo, aparece un nivel general ( $T_4$ ) en el que se habría vuelto a encajar el Edo, desarrollando pequeñas terrazas ( $T_3$  y  $T_2$ ).

En el borde N de este sector, los replanos forman rampas que se escalonan hacia el encajamiento del río Sil. Esta sucesión no siempre se puede justificar por una incisión del río Vaus o del río Mao, y más bien parece estar relacionada con el encajamiento del río Sil. En el borde S de este sector, los replanos  $R_{1200}$  y  $R_{1000}$  están articulados por un escarpe abrupto que salva 200-300 m; en el cual los únicos elementos intermedios son tres glacis equiparables a un nivel  $T_{11}$ .

#### *Replanos y relieves residuales en el Sector E del $R_{1000}$*

En este sector de los Llanos, la red de drenaje converge en un punto y los replanos se escalonan, descendiendo desde la periferia hacia el centro. El contorno del  $R_{1000}$  viene señalado por el nivel  $T_{11}$ ; sobre él se observan varios residuales ( $T_{14}$ - $T_{15}$ ) definidos por antiformal con Cuarcita Armoricana en la traza axial (Cerengo, 1.235 m; A Móa, 1.125, 1.070 m) y que siguen lineaciones estructurales hercínicas (NW-SE).

La articulación entre los residuales  $T_{13}$  y  $T_{11}$  se realiza mediante un glacis y el desmantelamiento del  $T_{11}$  se habría producido por un drenaje hacia el W, en sentido lato. La individualización de los arroyos viene señalada a distintas alturas, más bajas en los cursos meridionales; así el interfluvio Ferreiros-Castoi corresponde al nivel  $T_9$ , mientras que el interfluvio Castoi-Peneal define una terraza  $T_3$ .

El vaciado del  $R_{1000}$  ha permitido el desarrollo de extensas terrazas en los niveles  $T_9$ ,  $T_3$  y  $T_2$ . Por otra parte, la captura del arroyo Penelas por el arroyo Castoi habría dejado colgado un paleovalle en Vila maior ( $T_2$ , 760-740 m). El antiguo curso alcanzaría el río Edo en el punto que ahora lo hace el arroyos. Castoi. Posiblemente el encajamiento en el  $T_2$  esté relacionado con el desplazamiento hacia el E del nudo donde convergen los arroyos Castoi, Penelas y Ferreiros.

En este mismo sector, pero al pie de la S.<sup>a</sup> do Burgo, el  $R_{1200}$  se articula con el  $R_{1000}$  mediante

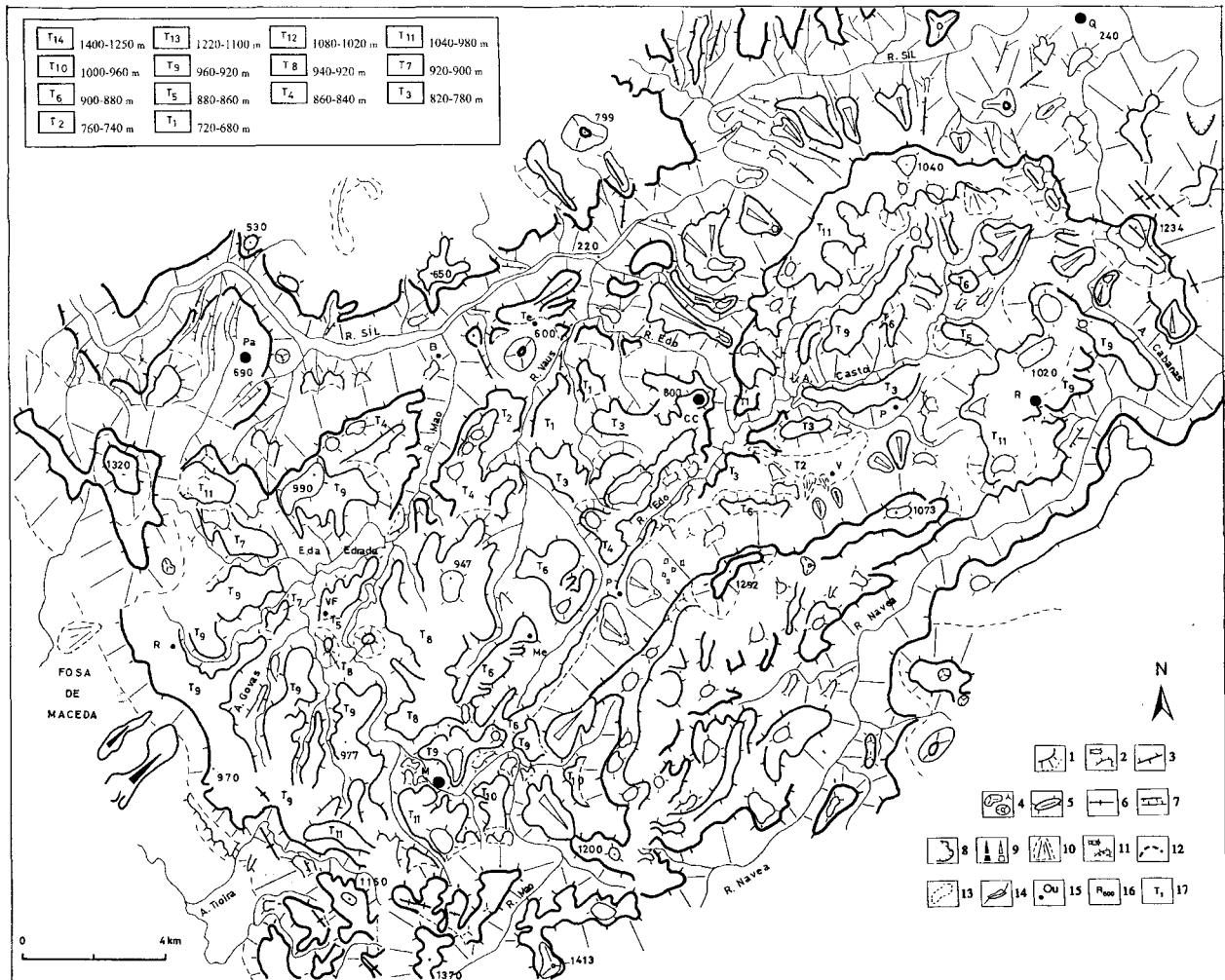


Fig. 3.—Esquema geomorfológico del R<sub>1000</sub> en los Llanos de Castro Caldelas. Leyenda: (1) borde de superficie de erosión, vertiente y pie de escarpe; (2) Escarpe de terraza erosiva: superficie-terracea (glacis-terracea), retazo; (3) Cresta de degradación fluvial; (4) Relieves residuales: cplina cónica, tronco-cónico y castle kopje; (5) Relieve residual estructural (seudoapalachiano); (6) Cresción 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.

dos generaciones de glacis (T<sub>6</sub> y T<sub>4</sub>) y una de abanicos aluviales que fosilizan el paleocanal del arroyo Penelas. En cuanto a la individualización del R<sub>1000</sub>, en el caso del río Navea habría culminado con el encajamiento de la red en el T<sub>9</sub> (Alto de Cerdeira, 940 m). Por encima de este nivel se encuentran los residuales de S.<sup>a</sup> da Móa (Monte Cerengo, 1.235 m; A Móa, 1.125 y 1.070 m); éstos están alineados NW-SE y coinciden con las trazas axiales de antiformal hercínicas, similares a las cartografiadas por Barrera *et al.* (1989) en Monforte de Lemos.

## Discusión

Parece algo ajustado atribuir una edad Plioceno superior a la *Penillanura Baja* (Hernández-Pacheco, 1949); máxime si se propone la dislocación de las *Penillanuras Baja e Inferior*; ya que el escarpe de la falla que los habría dislocado (falla de Maceda) se encuentra bastante degradado en su sector meridional.

Por otra parte, nos parece algo arriesgado asignar un basculamiento a los Llanos argumentando una inclinación general de la topografía (Hernández-



Pacheco, 1949; Birot y Solé, 1954); la inclinación podría ser aparente y responder a un proceso de erosión diferencial. En cualquier caso, de existir basculamiento éste sería previo a los depósitos de Montederramo-A Medorra, que están horizontales.

Por último, resulta artificioso limitar la representación de superficies a las extensiones netamente llanas (Vergnolle, 1990). En el desmantelamiento de un replano, cabría suponer que la erosión no actúe a la vez y con la misma intensidad en toda su extensión. Y sin embargo, esto no impide considerar al replano como un único sistema morfogénico con diferentes elementos morfológicos, ya que ambos, sistema y elemento, son magnitudes de diferente orden.

#### *La red fluvial y las superficies asociadas*

En el *Sector W* la captura de la red secundaria por el río Mao, viene marcada sobre el  $T_9$ , un nivel general de la topografía y señala dos etapas. En la primera etapa ( $T_{11}$ - $T_9$ ) la red sería aluvial y el área fuente estaría al S ( $S^a$  San Mamede), como sugiere el depósito que recubre el  $T_8$  en el interfluvio Covas-Alavanche. La segunda etapa habría afectado primero al *Sector W* de los Llanos de Castro Caldelas, permitiendo que durante el  $T_8$  persistiese un régimen de abanico aluvial en el *Sector Central* de los Llanos; en esta segunda etapa la red del río Mao desmantelaría el  $T_9$ , alternando etapas de migración lateral con otras de incisión lineal. El interfluvio Mao-Covas ( $T_5$ ), representaría una etapa de migración lateral con desplazamiento de la confluencia hacia el N.

El *Sector Central* habría quedado individualizado con el encajamiento del río Mao en el  $T_8$ ; que lo desconecta de su área fuente y lo deja colgado. A partir de este momento funcionarían dos cuencas: Mao, al W y paleo-Edo, al E. Las terrazas de A Medorra ( $T_6$ ) sugieren un encajamiento del paleo-Edo hacia el NE, paralelo al escarpe de la  $S^a$  do Burgo. Dirección mantenida hasta el nivel  $T_4$ , sobre el que viene señalada la captura de la cabecera del paleo-Edo por el arroyo Vaus; curso que ya sería independiente, aunque no alcanzaría el aspecto actual hasta encajarse en el  $T_3$ .

En el *Sector E*, la red del paleo-Edo habría desmantelado una superficie inicial ( $T_{11}$ ), de la que se conservan unos residuales ( $S^a$  da Móa) que definirían el contorno de una superficie hueca. En el proceso de vaciado del  $R_{1000}$ , los arroyos se individualizarían por encajamiento y captura. Los encajamientos se habrían sucedido hacia el S (el arroyo Ferreiros en el nivel  $T_9$ ; el arroyo Castoi, en el  $T_3$ ; y el arroyo Penelas en el  $T_2$ ). De las capturas quedan dos indicios: un paleo-cauce del arroyo Penelas, equipara-

ble a un  $T_2$  (Vilapequeña-O Burgo); y el desplazamiento hacia el E del centro de la red (desde la confluencia Castoi-Edo, hasta la confluencia Castoi-Ferreiros-Penelas). Ambos procesos pudieron ser la respuesta a la disminución del caudal aportado por el río Edo, tras la captura de su cabecera por el Vaus. Con todo lo dicho, la antigüedad de la red actual en este sector sólo se puede remontar hasta el nivel  $T_8$ . Por encima existirían vestigios de una conexión Edo-Návea (Alto de Cerdeira, 940 m). La red actual debió quedar definida con la captura del paleo-Edo por el arroyo Vaus, y de ese proceso habría resultado la red centrípeta y el colector.

En el conjunto, el nivel  $T_{11}$  representaría la superficie inicial de los Llanos y marca el comienzo de la desconexión del  $R_{1000}$  respecto al río Sil. El hecho de que se haya preservado en el *Sector E*, sugiere que la red del Edo ha sido capturada por el Sil con posterioridad al establecimiento de la red del río Mao y del arroyo Vaus.

#### *La cabecera del río Mao*

El trazado quebrado del río Mao sugiere un crecimiento de la red por capturas, al menos en su cabecera. Todo esto cuestiona la mayor antigüedad de las superficies-terrazas más altas; así, en el período  $T_{11}$ - $T_9$  la cabecera del paleo-Mao estaría relacionada con el arroyo Broil y podría haber definido un trazado S-N paralelo al arroyo Bacel; el paleo-Bacel atravesaría el  $T_9$  entre El Pantano (964 m) y A Cabeciña (977 m), al W del Mao, que lo haría entre A Cabeciña y  $S^a$  do Burgo; al encajarse la red en el  $T_9$ , el paleo Mao-Broil capturaría al arroyo Bacel, que invertiría su sentido, y algo después alcanzaría al tramo<sub>2</sub> del Mao. En cuanto a la captura del tramo<sub>1</sub> del Mao, parece ser posterior a la del tramo<sub>2</sub>; porque las superficies-terrazas de la  $S^a$  do Burgo sugieren un drenaje del tramo<sub>1</sub> hacia el NE.

#### *Las rampas (glacis) que articulan los replanos $R_{1200}$ y $R_{1000}$*

En los Llanos se observan algunas rampas que articulan las Sierras circundantes con las terrazas más altas. En Sas de Penelas se interpretan como superficies-terrazas degradadas, y señalarían un encajamiento suave y continuo de la red. En Montederramo las rampas articulan un relieve escalonado que desciende hacia el N, lo que sugiere la existencia de un pulso tectónico que habría desnivelado la  $S^a$  do Burgo y los Llanos de Castro Caldelas. No obstante, podrían estar relacionadas con un paleo-Sil que atravesase los Llanos de E a W.

Tabla 2.—Secuencia de procesos observados en los *Llanos de Castro Caldelas* (Ourense). Como escala de referencia se utiliza la serie de niveles (Ti) identificados. Véase la cartografía adjunta

Ti	Sector W	Sector Central	Sector E
	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Aplanamiento antiguo con recubrimiento alterítico (Llanos de Castro Caldelas) y retazos de aplanamiento anterior (Monte Meda, S.<sup>a</sup> do Burgo, S.<sup>a</sup> da Móa).</li> <li>• Paleo-Sil ENE-WSW. Atraviesa los Llanos de Castro Caldelas entre S.<sup>a</sup> do Burgo y S.<sup>a</sup> da Móa.</li> </ul>		
T <sub>13</sub>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Rampas.</li> <li>• 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>.</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Rampas.</li> </ul>	
T <sub>12</sub>			<ul style="list-style-type: none"> <li>• Rampas.</li> </ul>
T <sub>11</sub>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Aterrazamiento significativo. Red SW-NW sl. Máxima antigüedad posible del Episodio aluvial.</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Rampas.</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Rampas. Elaboración de un Nivel General de la Topografía (NGT).</li> </ul>
T <sub>10</sub>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Red SW-NE sl.</li> </ul>		<ul style="list-style-type: none"> <li>• Desconexión Llanos de Castro Caldelas/río Sil. El Sil se acoda al N para rodear los Llanos de Castro Caldelas. Red NE-SW ls.</li> </ul>
T <sub>9</sub>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• NGT. Episodio aluvial. Paleo-Mao-Broil SE-NW. Paleo-Mao (tramo<sub>1</sub>) SW-NE sobre el R<sub>1200</sub> de S.<sup>a</sup> do Burgo.</li> </ul>		<ul style="list-style-type: none"> <li>• Aterrazamiento significativo.</li> </ul>
T <sub>8</sub>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Captura del paleo-Mao hacia el NE. Captura del Tioira hacia SW. Captura del arroyo Bacel por el paleo Mao-Broil. Inversión del arroyo Bacel. Captura del Mao (tramo<sub>2</sub>).</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Desmantelamiento del T<sub>9</sub> y elaboración de un NGT. Depósitos del Episodio aluvial.</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Desconexión R<sub>1000</sub>/Návea. Se individualizan los arroyos Cabanas y Ferreiros. Evidencias de exorreísmo.</li> </ul>
T <sub>7</sub>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Encajamiento. Se individualiza la Cuenca del Mao.</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Se individualiza el Sector Central. Paleo-Edo SW-NE. Alteración diagenética.</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Desconexión Mao/paleo-Edo. Máxima antecedencia posible del colector que drena al Edo.</li> </ul>
T <sub>6</sub>		<ul style="list-style-type: none"> <li>• Aterrazamiento importante.</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Definición trazado actual del Návea.</li> </ul>
T <sub>5</sub>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Aterrazamiento importante. Máxima antecedencia posible del colector que drena al Mao.</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Depósitos fluviales del río Edo. Red SW-NE.</li> </ul>	
T <sub>4</sub>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Encajamiento. Desplazamiento de la confluencia Covas-Mao hacia el N.</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Alteración diagenética.</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Aterrazamiento importante.</li> </ul>
T <sub>3</sub>		<ul style="list-style-type: none"> <li>• Captura cabecera paleo-Edo. Desconexión del Alenza/Edo. Individualización de la Cuenca del Vaus. Encajamiento confluencia Vaus/Alenza.</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Individualización Cuenca del Edo. Evidencias del colector que drena el Edo. Aterrazamiento importante.</li> </ul>
T <sub>2</sub>			<ul style="list-style-type: none"> <li>• Individuación del río Castoi/Penelas. Desplazamiento de la red hacia el E.</li> </ul>
T <sub>1</sub>		<ul style="list-style-type: none"> <li>• Encajamiento.</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• El Castoi captura al Penelas. Conos deyección en paleo-cauce arroyo Penelas.</li> </ul>



### *Un paleo-Sil E-W atravesando los Llanos de Castro Caldelas*

Algunas observaciones permiten suponer un paleo-Sil atravesando los Llanos de E a W, al menos antes del pulso tectónico que habría desnivelado el  $R_{800}$  y levantado los Llanos. Esta observación se apoya en tres razones: el río Sil mantiene una dirección ENE-WSW hasta Montefurado, donde choca con los Llanos de Castro Caldelas y empieza a rodearlos por el N; al E de Montefurado son significativos los aplanamientos  $R_{1200}$ ,  $R_{800}$  y  $R_{600}$ , nunca el  $R_{1000}$ ; y la falla de Maceda define un salto entre dos replanos, 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).

### *La degradación de los Llanos de Castro Caldelas*

Los Llanos presentan una diversidad topográfica que podría responder a distintos estadios del desmantelamiento del  $R_{1000}$ . Los principales elementos morfológicos, por orden decreciente de magnitud, son: aplanamiento generalizado, vaciado (Vilariño Frío y Sas de Penelas), escalonamiento (Castro Caldelas), rampas, incisión lineal, y residuales (fig. 3). A partir de estos datos, una posible secuencia sería: aplanamiento generalizado (relacionado con el trazado del paleo-Sil); escalonamiento y vaciado del aplanamiento (relacionado con el encajamiento del Sil, después de acodarse hacia el N); y elaboración de rampas y encajamientos (relacionado con la erosión areolar y lineal, respectivamente). Esta hipótesis encajaría con la suposición de un pulso tectónico post- $R_{800}$  y un sistema de abanicos aluviales en el sector W de los Llanos.

### Conclusiones

1. Se propone una secuencia para los procesos descritos en este estudio (tabla 2), en la que se incluiría la existencia de un pulso tectónico que habría desnivelado el  $R_{800}$  y levantado los Llanos. Este pulso vendría insinuado por tres hechos: el acodamiento del Sil en Montefurado, la desaparición del  $R_{1000}$  al E de Montefurado, y el salto que define la falla de Maceda entre el  $R_{800}$  al W y el  $R_{1000}$  al E.

2. Los sectores más desmantelados presentan morfología de *Superficie Hueca* y red centripeta; y los menos desmantelados presentan morfología de *Superficie en Rampa* y red en bayoneta.

3. Las tres redes actuales se habrían diferenciado progresivamente. La desconexión Mao-Edo viene señalada por el encajamiento del Mao en el T<sub>8</sub>; y la desconexión Edo-Vaus por el T<sub>4</sub>.

4. En el Sector Oeste y Central, la captura de la red afluente hacia el NE, determina dos etapas. Durante la primera (T<sub>11</sub>-T<sub>8</sub>) la red sería aluvial y el área fuente estaría al S. Durante la segunda se habría instaurado un régimen fluvial (SW-NE), con etapas de anheamiento e incisión, alternándose. En el Sector E los cursos se individualizaron de forma sucesiva hacia el S; el centro de la red se habría desplazado hacia el E, por la disminución del caudal aportado por el Edo tras su captura por el Vaus.

5. El trazado del Mao en cabecera sería el resultado de un proceso de capturas con inversión de los cauces. En la etapa T<sub>11</sub>-T<sub>9</sub> la cabecera del paleo-Mao correspondería al actual arroyo Broil, su dirección sería hacia el N y su trazado paralelo al arroyo Bacel. El proceso de capturas alcanzaría primero al arroyo Bacel y posteriormente al Mao; ambos invertirían su sentido.

### AGRADECIMIENTOS

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

### Referencias

- 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, n.º: 17/27 (Ourense/Verín)*. I.T.G.E., Madrid, 284 págs.
- Biot, 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.
- Hernández-Pacheco, F. (1949). Geomorfología de la cuenca media del Sil. *Mem. Real Acad. Ciencias E. F. y Naturales*, 13, 1-112.
- Págés, J. L. (1996). *La cuenca del Xallas y su entorno. Evolución cenozoica del relieve en el oeste de la provincia de Coruña*. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 300 págs.
- Pedraza, J. de (1994). Los modelos genético-evolutivos del Sistema Central Español: implicaciones morfo-tectónicas. *Cuadernos del Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 19, 91-118.
- 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* (A. Pérez-Alberti; L. Guitián Rivera y R. Ramil Rego, edit.). Consellería de Cultura de la Xunta de Galicia, Santiago de Compostela, 1-24.
- Vergnolle, C. (1990). *Morphogenese des reliefs cotiers associés a la marge continentale Nord-Espagnole. L'exemple du NE de la Galicia*. Seminario de est. Galegos, Serie Nova Terra n.º 1, A Coruña, 315 págs.
- Villasante, R. y Pedraza, J. de (1984). *Mapa geomorfológico 1:200.000 n.º 17-27 (Ourense-Verín), documentación Anexa al Mapa n.º: 17-27 (Ourense-Verín)*. I.T.G.E., Madrid, 35 págs.
- Yepes Temiño J. (1998). *Geomorfología de un sector comprendido entre las provincias de Lugo y Ourense. Galicia*. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 210 págs.

*Recibido el 21 de octubre de 2002.  
Aceptado el 3 de diciembre de 2002.*