

MORFOLOGÍA Y ESTRUCTURA EN EL VALLE DEL RÍO SELMO (SIERRA DEL CAUREL, LEÓN)

José M^a REDONDO VEGA

Departamento de Geografía. Universidad de León.

Amelia GÓMEZ VILLAR

Departamento de Geografía. Universidad de León.

R. Blanca GONZÁLEZ GUTIÉRREZ.

Departamento de Geografía. Universidad de León.

1. INTRODUCCIÓN.

El río Selmo, último afluente del río Sil antes de que éste entre en Galicia, avana el sector oriental de la Sierra del Caurel, sierra que constituye el contrafuerte montañoso sobre el que se apoya, al tiempo que cierra, la fosa del Bierzo por el suroeste.

Los límites de la cuenca vertiente al río no se corresponden con la divisoria administrativa, como suele ocurrir en las regiones montañosas, pues en la cabecera del valle se localizan varias entidades de población lucenses: Hórreos, Visuña, Ferramulín, Viéiros y Seara; no obstante, el relieve, el paisaje, los aprovechamientos y el poblamiento de estos núcleos son similares a los de los pueblos leoneses del valle, siendo el río Selmo el que articula los elementos del paisaje independientemente de unos límites administrativos demasiado artificiales.

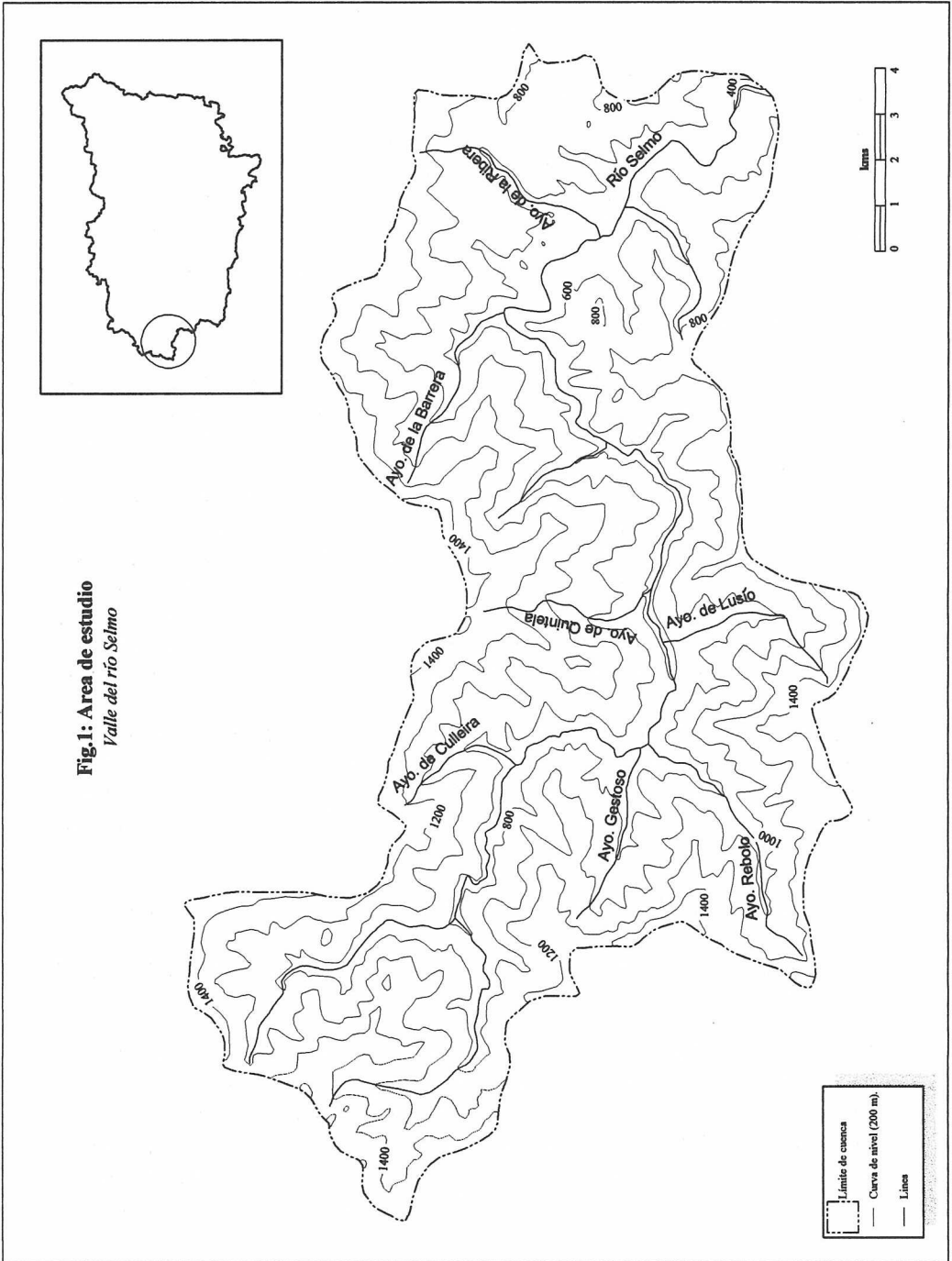
El estudio lo centraremos preferentemente en la cuenca vertiente del río Selmo en su parte leonesa, pero sin perder de vista la homogeneidad, morfológica y estructural, que presenta esta comarca de montaña, y sin aislar este valle del marco morfoestructural regional con el cual está perfectamente entreverado (FIG.1).

2. EVOLUCIÓN DEL ARMAZÓN ESTRUCTURAL DEL VALLE.

2.1. *Los materiales precámbricos y paleozoicos o el fundamento estructural del valle.*

El valle del río Selmo se abre sobre rocas de tipo sedimentario que debido a su génesis, antigüedad y evolución tectónica dentro del conjunto regional, presentan en muchas ocasiones un elevado grado de metamorfismo. No obstante, los materiales más antiguos que forman el sustrato litoestructural de la zona son rocas de tipo metamórfico. Se trata de rocas esquistosas correspondientes a la denominada *Serie Villalba* (MATTE, 1968), de edad precámbr-

Figura 1. Area de estudio.



ca, y cuyo afloramiento, a modo de terminación periclinal (PÉREZ ESTÁUN, 1978), se encuentra rodeado por rocas más modernas correspondientes al Paleozoico inferior.

Dejando aparte este afloramiento de materiales precámbricos, la mayoría de los que forman el valle corresponden a rocas sedimentarias del Paleozoico inferior y medio; el resto son sedimentos mucho más modernos, de tipo fluvial y coluvial, poco potentes y, además, muy localizados. De todas esas rocas, variadas en su textura, composición y estructura, destacan por su mayor representación, sobre todo en relación a otros sectores del *Manto de Mondoñedo* (PÉREZ ESTÁUN, 1978), las facies carbonatadas. En efecto, las calizas, algunas con elevado grado de metamorfismo (mármoles), y las dolomías están ampliamente representadas. Así, existe toda una variedad de tramos carbonatados que va desde las calizas y dolomías marmóreas del Cámbrico inferior (*Caliza de Cándana*), que forman afloramientos poco potentes (en ocasiones de difícil seguimiento sobre el terreno), a las *Calizas de Vega-deo* que afloran en potentes bancos y dan lugar casi siempre a resaltes morfológicos (por erosión diferencial), más marcados si estas calizas aparecen flanqueadas por las pizarras de las *Serie de los Cabos*.

Pero también aparecen calizas más modernas: las denominadas *Calizas de La Aquiana*, de edad Ordovícico superior y que forman el cierre Sureste del valle (Sto. Tirso de Cabarcos). En ese lugar aparecen los escarpes calcáreos más marcados de todo el occidente de León constituyendo la denominada Sierra de la Encina de la Lastra, cuya morfología enérgica recuerda la de otros sectores calcáreos del Norte y Nordeste de la provincia aunque labradas, en ese caso, sobre calizas devónicas y carboníferas (*Región de Pliegues y Mantos*).

La presencia de facies carbonatadas paleozoicas en el valle se completa con la existencia de lentejones pequeños y discontinuos de calizas fosilíferas del Silúrico y Devónico inferior (Portela, Aguiar), que sólo aparecen en el extremo Sureste. Casi siempre todas estas calizas presentan signos evidentes de carstificación y, si la potencia de las capas es suficiente, dan lugar a formas de disolución de tipo medio.

Las otras rocas características y predominantes del valle del río Selmo son las pizarras. Esta litología está ampliamente representada en todos los periodos paleozoicos, pero destacan de forma preferente las denominadas *Pizarras de Luarca* del Ordovícico superior; afloran en dos bandas de dirección típicamente herciniana Noroeste-Sureste: una, la más amplia, cierra el valle por el Sur y la otra, más estrecha e irregular, corre paralela a la anterior desde la cabecera del valle hasta cerca de Oencia, en donde desaparece en uno de los desgarres tectónicos.

Por último, cabe resaltar la existencia de las cuarcitas del Ordovícico inferior, presentes en casi todas las estructuras paleozoicas del Noroeste peninsular, y que aquí también aparecen; lo hacen en una banda estrecha entre las *Pizarras de Luarca* y la *Serie de los Cabos*, con las que forman contacto concordante y de las que destacan morfológicamente siempre, dando lugar a

formas de relieve escarpadas (Valelongo al Oeste de Oencia) o a profundos "meandros encajados" cuando la red fluvial alcanza alguno de esos niveles cuarcíticos (Leiroso).

2.2. El papel de las deformaciones hercínicas en la compleja estructura actual.

Todos esos materiales están deformados por la orogenia hercínica, aunque algunos autores (PÉREZ ESTÁUN, 1978; ABRIL, 1981) ven en la ligera discordancia angular que forma el contacto Precámbrico/Cámbrico inferior la existencia de deformaciones prepaleozoicas. Es también probable que la zona experimentara movimientos de tipo epirogénico entre el Ordovícico y el Silúrico, semejantes a los detectados en otros puntos del occidente asturiano (MARCOS, 1973).

De todas formas, son las deformaciones hercínicas las que constituyen el almacén estructural paleozoico. Las diferentes tectostáticas reconocidas han permitido establecer tres fases de deformación (ABRIL, 1981): en la primera hay un predominio de las deformaciones continuas, con lo que quedan ya formados los principales pliegues a escala kilométrica: los pliegues tumbados del Caurel (que cierran el valle por el Sur), el sinclinorio de Seara-Cabarcos (al que toscamente se ajusta, como veremos, la red fluvial principal) y el anticlinorio Seo-Arnadelo que, afectando a los materiales precámbricos, cierra el valle por el Nordeste.

A la segunda fase de deformación corresponden, preferentemente, deformaciones de pequeña escala que se manifiestan en la aparición de esquistosidad (de crenulación y de fractura) en los materiales deformados.

A la tercera fase corresponden ya deformaciones discontinuas, como no podría ser de otra manera, al afectar la deformación a estructuras que habrían alcanzado, ya en aquel momento, una determinada rigidez. Como resultado de la misma es la aparición de una densa red de fracturas que corta, más o menos perpendicularmente, a las estructuras precedentes. Se trata de desgarres algo complejos, con desplazamiento hacia la izquierda (sobre todo en el sector Sureste del valle) en los que, no obstante, uno de los labios, el oriental, se ha levantado. Relacionados con estos desgarres aparecen una serie de estructuras menores en forma de deformaciones continuas e intrusiones lineales, diques, que siguen la dirección de la fracturación coincidiendo a menudo con ella. En nuestro valle esos diques son predominantemente de cuarzo (sector Oencia-Peña do Seo), aunque en el sector más occidental tienen un carácter alcalino (Ferramulín, Gestoso).

2.3. La deformación posthercínica.

Las deformaciones posthercínicas que, como otros macizos antiguos, sufre la zona a finales del Terciario, son las que nos dan la clave de la compleja evolución morfogénica que el valle del Selmo ha seguido en los últimos

tiempos geológicos y que están en la base de las actuales formas de relieve.

La existencia de movimientos relativamente recientes en el valle viene determinada por dos cuestiones: en primer lugar el salto vertical de algunos desgarres hercínicos es de tal magnitud (por ejemplo, el situado al Sur de Oencia) que no se explicaría de no ser porque esas viejas estructuras se hayan movido de nuevo, rejugado, durante la orogenia alpina reciente, teniendo en cuenta que los procesos morfogenéticos desarrollados entre ambas orogenias habrían hecho desaparecer dichos escarpes.

Las deformaciones alpinas son las que explican la articulación actual de los volúmenes montañosos y la organización del escurrimiento hacia Galicia del curso inferior del Sil. El antiguo macizo "arrasado" se disloca levantándose el sector meridional (Trives/Castro Caldelas), mientras que una porción de la superficie de erosión premiocena, que en términos generales coincide con lo que sería actualmente la Sierra del Caurel, se bascula hacia el Norte; en el contacto de esas dos unidades se encaja el río Sil y sus afluentes camino del Atlántico a partir del Plioceno, (BIROT y SOLÉ 1954; SOLÉ, 1966).

Por otro lado, si reducimos el marco estructural, la Sierra del Caurel sería uno de los estribos, el occidental, del Macizo Antiguo que enlazaría por el Este con los Montes de León, constituyendo una morfoestructura en "arco". Como consecuencia de movimientos en la vertical, la clave de ese "arco" se hundiría dando lugar a la cubeta del Bierzo, en donde potentes series sedimentarias terciarias sinorogénicas indican la componente vertical y de fractura de los movimientos recientes. A una escala menor, esos sedimentos continentales también aparecen en el interior del valle (sector de Cabeza de Campo-Viariz) y ponen de manifiesto hundimientos y levantamientos de bloques dentro del propio conjunto elevado del Caurel.

3. EL RELIEVE DEL VALLE DEL RÍO SELMO.

3.1. *La influencia estructural en el sistema actual de avenamiento.*

La dirección actual del drenaje del río Selmo es Noroeste-Sureste y coincide, por tanto, con la de las estructuras de los antiguos macizos hercínios. Esa dirección se correspondería con la de un antiguo macizo arrasado en el que se encaja la red fluvial plio-cuaternaria siguiendo la confluencia del río Sil en Frieria, que es el nivel de base local del río Selmo. Esa dirección general del avenamiento sufre una serie de cambios de dirección Norte-Sur (curso alto entre Visuña y Arnado), pero recobrando siempre la dirección antes apuntada.

Otros cambios, hacia el Nordeste (en el tramo anterior a Oencia y en el de Castropetre-Arnado), se instalan en zonas densamente fracturadas en esa dirección. Algunas de esas fallas son complejos desgarres levógiros con levantamiento del labio oriental, datados como tardihercínicos (ABRIL, 1981). Esa particular disposición de los desgarres parece guardar una estrecha relación con la dirección del escurrimiento hacia el Nordeste en esos sectores, lo

que lleva implícito el rejuego reciente de las fracturas: por un lado, la dirección de los desgarres levógiros hacia el Nordeste, por otro, la componente vertical que, al levantar el labio Sureste, dirigiría el escurrimiento hacia el Nordeste.

Por todo ello, en esta zona intermedia hay una cierta coincidencia entre las principales deformaciones mecánicas de la estructura y las direcciones actuales de la red fluvial pues aunque raramente el eje del escurrimiento coincide con la dirección de una de esas deformaciones discontinuas, lo cual se explica por la compleja evolución morfogenética reciente de la zona, sí siguen caminos paralelos, (FIG.2).

Por otro lado, la red de drenaje, en su dirección principal sigue groseramente el rumbo directriz estructural Noroeste-Sureste, y los contactos, en esa misma dirección, de las principales formaciones geológicas. Esa coincidencia es notoria en el curso alto del río en algunos sectores; pero también lo es en el tramo intermedio, donde los desgarres parecen dirigir el escurrimiento hacia el Nordeste.

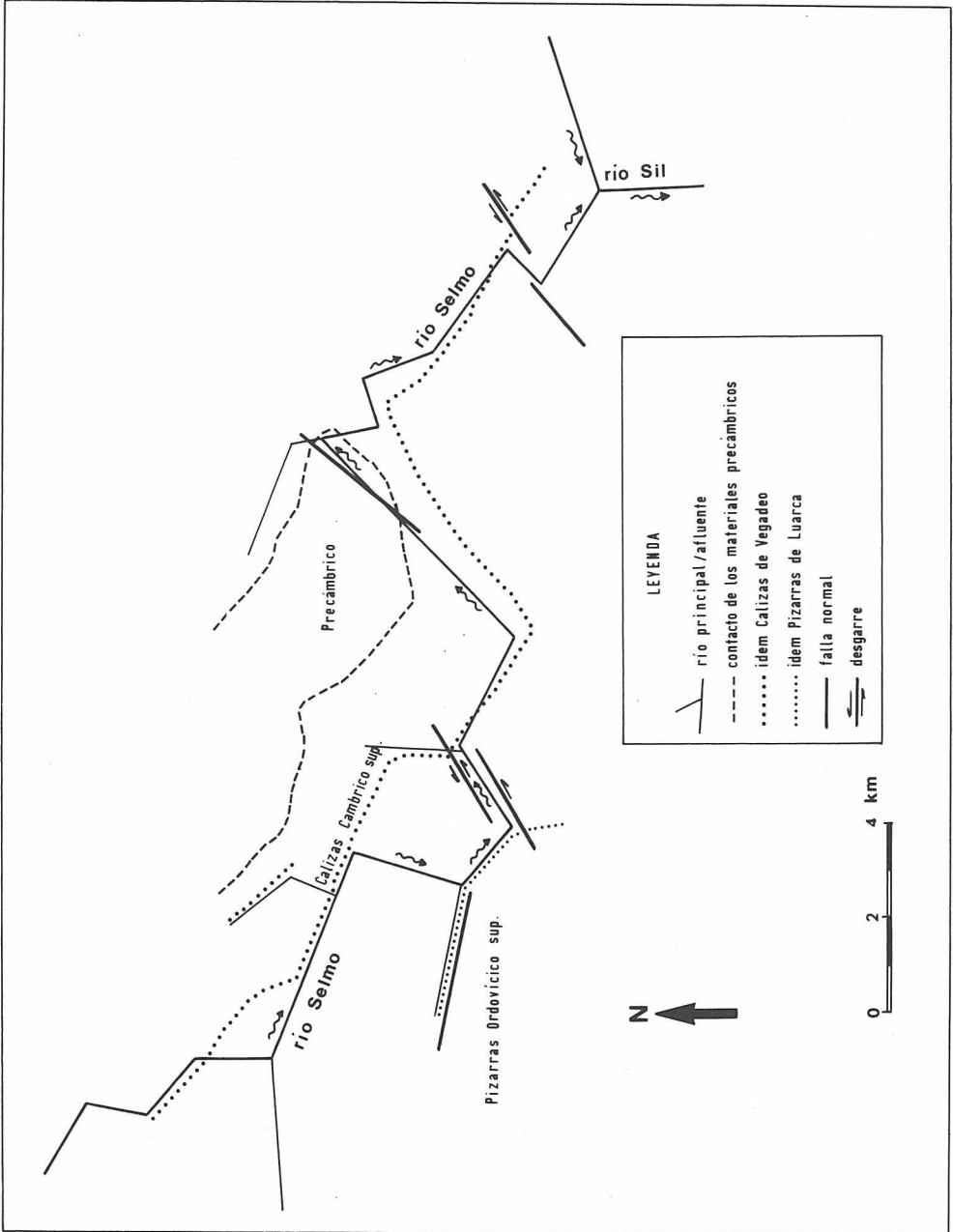
En este último sector, Castropetre-Cabeza de Campo, el contacto entre el Cámbrico superior y el Ordovícico dibuja perfectamente la dirección del drenaje. También lo hace el cierre meridional del núcleo de materiales precámbricos (correspondientes al *Manto de Mondoñedo*) en su contacto con el Cámbrico inferior a la altura de Arnadelo, lugar en donde el eje fluvial es el contacto entre las rocas de esas dos eras geológicas.

A una escala mayor, la presencia de cerradas vueltas ("meandros encajados") en las que el río llega a girar casi 360°, distorsiona bastante esta explicación global. Pero esto se debe al profundo encajamiento de la red fluvial como consecuencia del descenso del nivel de base local (río Sil aguas abajo de Frieria), proceso combinado, muy probablemente, con un levantamiento general del Macizo del Caurel respecto a las cubetas del Bierzo (HERAIL, 1979) y Valdeorras (BIROT y SOLÉ, 1954), lo cual confiere al encajamiento un carácter epigenético. A esa intensa dinámica de disección fluvial no han escapado siquiera algunos "meandros encajados" que hoy permanecen suspendidos y no funcionales sobre otros próximos, en un nivel inferior, hecho que comentaremos en el apartado siguiente.

3.2. La organización actual del avenamiento está dirigida por un elevado potencial morfogenético fruto de la intensa tectónica de fracturas reciente.

Al explicar el relieve del valle del río Selmo, no podemos separar este sector montañoso del occidente leonés del complejo entorno morfoestructural en el cual se inserta. El río Selmo avena la parte oriental de la Sierra del Caurel considerada en su conjunto; ésta forma una suerte de espinazo montañoso que enlaza y articula las altas planicies del interior gallego cubiertas de sedimentos terciarios (zona de Monforte) con la cubeta del Bierzo colmada de sedimentos semejantes.

Figura 2. Avenamiento y estructura del valle del río Selmo.



El Caurel oriental está formado por un sistema de cordales de alturas modestas que sólo en algún sector, como en la cabecera del Selmo, sobrepasan holgadamente los 1.600 metros de altura: Formigoso (1.643) y Piapaxo (1.616) constituyen el techo del macizo. La Sierra del Caurel aparece como un sistema montañoso pesado y romo, topográficamente por debajo de otros macizos del Noroeste peninsular que lo rodean: al Norte la Sierra de Ancares culmina casi 400 metros por encima; al Este-Sureste los Montes de León y la Sierra de La Cabrera lo hacen por encima de los 2.000 metros; al Suroeste la de Queixa también domina el Caurel en casi doscientos metros. El desnivel de varios centenares de metros entre el Caurel y las sierras que lo circundan aparece como si las fosas que se interponen entre aquél y éstas lo hubieran arrastrado en su tendencia subsidente rehundiendo a todo el conjunto.

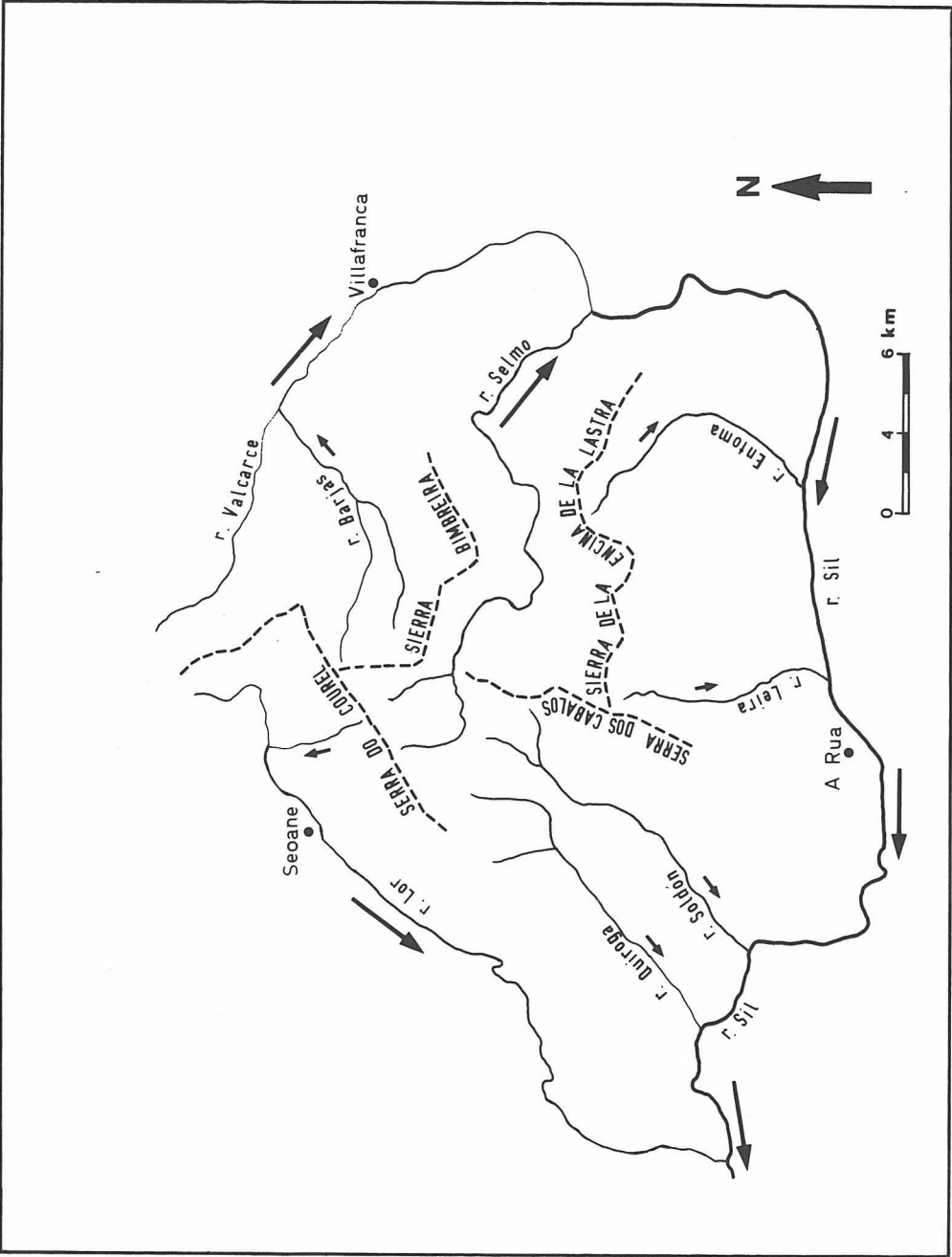
A pesar de todo, la proximidad de los cordales montañosos a las sucesivas fosas que a modo de "rosario" ensarta el Sil camino del Atlántico, se traduce en un importante potencial morfogenético que, explotado por la red fluvial del mencionado río, da lugar a unos relieves profundamente disectados y accidentados, pese a sus modestas cotas culminantes.

Antiguas observaciones realizadas en esta región se refieren al Caurel como un sector de la penillanura fundamental de Galicia basculado hacia el Norte en la que se encajan epigénicamente los ríos Lor y Cabe afluentes del Sil (BIROT & SOLÉ, 1954).

Sin embargo, el sector oriental del Caurel se nos presenta, en realidad, como un gran domo ceñido al Norte, Noroeste y Oeste por el río Lor (desde el Puerto de Piedrafita del Cebreiro a Aguasmestas); por el Norte-Noreste, por el río Valcarce y por el Este y Sur, por el río Sil que es el gran colector al que converge todo el escurrimiento. A ese "anillo" fluvial van confluyendo los principales ríos que drenan el macizo desde un cordal intermedio de dirección Norte-Sur, prácticamente continuo (sólo está hendido por la cabecera del río Selmo), dibujando una red de estructura toscamente radial: hacia el Noreste discurre el río Barjas, hacia el Este-Sureste el Selmo, al Sur-Sureste el Entoma, hacia el Sur el Leira, hacia el Suroeste el Soldón y el Quiroga y, por último, el Meor, hacia el Noroeste, (FIG.3).

Todos esos ríos, bien alimentados por un régimen de precipitaciones de influencia oceánica clara, son los responsables de unas formas de disección fluvial tan espectaculares que caracterizan al macizo, disección en la que juegan un papel fundamental las elevadas pendientes longitudinales de todos ellos. A modo de ejemplo, el río Leira tiene un 8 % de pendiente media (más de 1.000 metros de desnivel en apenas 13 kilómetros de recorrido), o el río Barjas que salva casi el mismo desnivel en unos 16 kilómetros, lo que le da una pendiente media al curso de casi el 6 %.

Figura 3. Red fluvial de la Sierra del Caurel.



3.3. *El relieve actual fruto de la intensa morfogénesis de disección difumina las antiguas estructuras.*

Si analizamos detenidamente la cartografía geológica en la que el valle del Selmo se inserta (ABRIL, 1981) y observamos sobre el terreno el relieve, lo primero que llama la atención es el escaso control que las antiguas estructuras hercinianas ejercen en la configuración actual de las formas de relieve; el principal hecho que se percibe como dominante es el profundo encajamiento de la red fluvial que indistintamente afecta a rocas duras y blandas, a estructuras falladas o plegadas y que, por tanto, uniformiza de manera global las formas. Sólo los contrastes litológicos más marcados escapan a la homogeneización formal del encajamiento y las grandes estructuras regionales presentes en el valle: el pliegue acostado del Caurel, el sinclinal de Seara-Cabarcos, apenas tienen transcendencia morfológica y espacial a no ser en la ya comentada dirección general del escurrimiento.

En el valle del río Selmo, por tanto, el papel que juegan las antiguas estructuras sobre las formas actuales es casi inapreciable salvo en el caso de algunas fracturas y contactos a los que parecen ajustarse toscamente el avenamiento general. Las deformaciones continuas no influyen en absoluto en la configuración actual del relieve; las discontinuas lo hacen pero muy puntualmente y como corresponde a un antiguo macizo arrasado. Este hecho obedece a dos motivos: en primer lugar, al predominio de las series pizarrosas, correspondientes a varios periodos geológicos, que confieren al conjunto una gran homogeneidad litoestructural, pues si bien pueden aflorar otros materiales diferentes (cuarcitas, calizas y areniscas), éstos son siempre cuantitativamente menores y más discontinuos. En segundo lugar, la gran capacidad de incisión lineal del río Selmo y sus afluentes es un factor añadido al anterior pues, llegado el caso, aquellos son capaces de rebajar y cortar indistintamente cualquier tipo de roca que se encuentre a su paso.

El predominio de las series pizarrosas y la profunda erosión lineal dejan poco espacio a mecanismos como la erosión diferencial que en otros macizos de la provincia, como la Cordillera Cantábrica, han servido para remarcar las antiguas estructuras plegadas hercinianas aún en el caso de que éstas hayan estado sometidas a la dinámica de un relieve policíclico (es el caso de los pliegues hercinianos cuando afloran calizas carboníferas y series pizarrosas en el sector de Tarna-El Pontón, JULIVERT, 1960). Aquí, por el contrario, los reducidos afloramientos de calizas o de cuarcitas, apenas destacan del complejo pizarroso o están nivelados o enrasados con éste. Solo en determinados enclaves, como en el valle de Cabarcos, se observa neta la acción de la erosión diferencial, pues a la presencia de las duras *Calizas de la Aquiana*, rodeadas de pizarras ordovícicas y silúricas, se une la fuerte excavación sufrida por estas últimas como consecuencia de la proximidad del nivel de base del río Sil.

Como resultado de todo ello, el valle del río Selmo presenta una combinación de formas macizas y pesadas en sus culminaciones que contrastan

con vertientes aireadas linealmente por la acción de la erosión fluvial, repitiendo en conjunto las mismas formas de otros valles próximos (como los de los ríos Soldón y Lor) que disecciona la Sierra del Caurel en el ámbito lucense.

A pesar de la profunda disección fluvial que la red del Selmo ha realizado sobre el macizo, aún se perciben con claridad los restos de superficies de erosión en tres niveles escalonados a lo largo de las vertientes; esos restos, casi siempre retazos que aparecen con una notable discontinuidad espacial, son fruto de la evolución morfogenética. Por otro lado, no se aprecia claramente una isoaltitud de la línea de cumbres (aunque se note mejor que en otros sectores del NW) que aparece fragmentada y compartimentada por efecto de la tectónica alpina, al igual que ocurre en otros macizos de la región (MARTÍN-SERRANO, 1991a); la tectónica alpina ha descompuesto el arrasamiento inicial del que parte la evolución morfogenética reciente.

De todas formas, en este sector oriental del Caurel se identifica claramente un nivel superior, que podríamos denominar *superficie inicial* (S_1), que forma un conjunto de chanos culminantes que operan como divisorias de aguas principales entre los valles del macizo. Esas topografías casi planas se sitúan entre los 1.400-1.500 metros reduciéndose, en ocasiones, a angostos collados sobre los que se elevan, en la dirección del cordal, los relieves culminantes correspondientes a esa superficie y que sobrepasarían holgadamente ese nivel: *Peña do Seo* (1.578 metros) en el cordal que cierra el valle por el Norte; *La Turriera* (1.610 metros) en el que lo cierra por el Sur, denominada Sierra de la Encina de la Lastra; *El Cabarco* (1.516 metros) en el cordal occidental o Sierra de los Caballos.

Esas superficies aparecen recortadas y hendidas por la erosión remontante de los arroyos, de tal forma que existe una clara ruptura de pendiente entre su suave inclinación y la de las laderas de esas cabeceras fuertemente escarpadas o subverticales en muchos puntos. La toponimia de esas superficies pandas culminantes es muy significativa por referirse siempre a terrenos poco inclinados en contraste con las fuertes pendientes situadas por debajo: *Chao de Cerejeida*, *Las Campuliñas*, *Mesa del Rey*.

Encajado en ese nivel culminante aparecen un conjunto de rellanos situados en el tercio superior de las vertientes y que interpretamos como una *superficie derivada* (S_2) de aquélla. Su dimensión es mucho más modesta que en el caso anterior y también más discontinua. Su altitud está comprendida entre 1.250-1.350 metros y enlaza con la anterior mediante rampas y taludes muy inclinados.

Desde un punto de vista morfológico, la *superficie derivada* S_2 se desmiembra en una serie de rellanos que llegan a individualizar algunas cabeceras de los arroyos afluentes, es decir, forman parte de las estrechas divisorias que, a modo de espolones, separan los valles secundarios tributarios del colector principal, como por ejemplo: la *Campa d'Ouso* a 1.240 metros, entre el valle del río Gestoso y el de Rebolo, ambos afluentes del Selmo; el *Chao dos Lobos* que a 1.280 metros de altitud divide aguas entre el arroyo de Villarrubín y el río Visuña, ambos afluentes del Selmo; *La Campaza*, a

1.325 metros entre las cabeceras de los arroyos afluentes del río Gestoso y los que, por la vertiente Norte, escurren directamente al Selmo.

La tercera superficie, la denominamos *superficie de preencajamiento* (S_3), que se descompone en un verdadero rosario de chanos y rellanos de dimensión muy variable: algunos sobrepasan ampliamente el kilómetro y son el asiento de varios de los poblamientos del valle (Oencia, Villarrubín, Gestoso), aunque los más numerosos apenas sobrepasan los 300 metros de largo. Independientemente de su tamaño, tienen en común su constante localización en el tercio inferior de las laderas entre los 850-950 metros (aunque, genéricamente nos referiremos a él como nivel de los 800 metros).

Esos angostos rellanos se sitúan suspendidos entre 200 y 250 metros sobre los "talwegs" actuales, enlazando casi siempre con ellos mediante laderas abruptas (en ocasiones, cuando afloran materiales resistentes, son verdaderos escarpes subverticales) que indican la sobresaliente erosión lineal ejercida recientemente por la red fluvial a partir del establecimiento de la superficie de 800 metros. Las características y la ubicación de los restos de esa superficie de 800 metros en el valle del río Selmo se repiten en todos los valles abiertos por la red fluvial en los relieves que rodean el Bierzo (REDONDO ET ALT.; 1996, REDONDO, 1997).

3.4. Características morfoestructurales del valle de Gestoso.

El valle del río Gestoso es un valle confluyente al principal del Selmo situado en el curso alto de éste, pues la Sierra de los Caballos que cierra el valle de Gestoso por el Oeste forma ya la divisoria con la cabecera del río Soldón, que drena la vertiente lucense del Caurel. El valle, de apenas 7 kilómetros de longitud se abre en el mismo núcleo de la Sierra del Caurel siguiendo una dirección Oeste/Noroeste-Este/Sureste, que es la de su colector principal, el río Gestoso, y la general del drenaje en ese sector de la vertiente oriental de la Sierra.

Al contrario de lo que ocurre en general en todo el macizo del Caurel, en este valle secundario hay una trabazón estrecha entre lo estructural y lo morfológico hasta el punto que la estructura geológica no sólo influye sino que llega a controlar el modelado. La adaptación del valle a las estructuras comienza con las características litoestructurales. En primer lugar, las cuatro unidades litológicas presentes en el valle, en sus contactos, siguen esa dirección mencionada anteriormente que es la del eje principal de avenamiento. Las unidades son las siguientes: materiales del Arenig. (cuarcitas y pizarras) que forman el cordal chano que cierra el valle por el Sur. Los materiales del Arenig. contactan concordantemente con la siguiente unidad, la formación *Pizarras de Luarca*, también ordovícica, a la altura de la ruptura de pendiente entre los chanos culminantes y las vertientes escarpadas -denominadas "fragas" o "fraguicias" en el país- con lo que se constituyen en la litología omnipresente en esa vertiente orientada al Norte (flanco derecho del valle).

En las proximidades del "talweg" principal, las *Pizarras de Luarca* contac-

tan discordantemente con una banda estrecha de materiales calcáreos, *Calizas de La Aquiana*, que a partir del pueblo de Gestoso parecen controlar el avenamiento al situarse alternativamente a ambos márgenes del curso hasta que éste confluye con el Selmo en Arnado. Hacia el Norte, las mencionadas calizas dan paso, en contacto discordante, a la cuarta y última unidad litológica del valle: las pizarras silúricas que son las que forman la vertiente de solana (flanco izquierdo del valle) en el que se asienta Gestoso, que es su único poblamiento.

En segundo lugar, todos estos materiales aparecen deformados de manera bastante regular con buzamientos entre 35° y 45° y una dirección de buzamiento constante hacia el Sur-Suroeste. La presencia de deformaciones discontinuas es notable: unas veces se trata de desgarres, como el que aprovecha el último valle afluente por la derecha del río Gestoso (el que sube a la "Campa das Lousas"), y que tiene un carácter levógiro que es circunstancia común a los desgarres en el valle del Selmo.

Otras veces, son fallas normales que, por funcionar recientemente a escala geológica, tienen una gran transcendencia morfológica al desnivelar los restos de las superficies erosivas neógenas. De esas fallas la de mayor importancia es la que sigue paralela al curso principal desde la confluencia con el Selmo en Arnado hasta las proximidades de la cantera de "Los Cortellos" al Suroeste de Gestoso (aunque vuelve a aparecer en el collado que comunica el valle con la cabecera del río Soldón en la zona de Seara).

El juego de esta falla fue el de levantar el bloque Sur (el constituido por las *Pizarras de Luarca* y las rocas del Arenig. respecto a las pizarras silúricas que forman el bloque de Gestoso que se ha hundido. Topográficamente el juego de bloques aún es patente ya que la divisoria del valle al Norte de Gestoso está a 1.160 metros mientras que la divisoria meridional del valle, el bloque levantado, está a 1.350 metros.

Como consecuencia de ese desnivel de unos doscientos metros entre los bloques, la respuesta a los procesos morfogenéticos de ambas vertientes ha sido diferente y su morfología actual también lo es. La vertiente orientada al N del bloque meridional, aparece profundamente tajada por media docena de arroyos que salvan un desnivel de casi 700 metros en unos 2 kilómetros de recorrido, una pendiente media muy fuerte que obliga a los cursos a salvar, mediante rápidos y pequeñas cascadas, los afloramientos areniscosos o los bancos potentes de las *Pizarras de Luarca* que se encuentran transversalmente. En la vertiente del valle orientada al S del bloque septentrional, los arroyos son de menor entidad y menos numerosos; además sólo aparecen encajados claramente en el tercio inferior de la ladera, a partir de la superficie de los 800 metros.

Además de los testimonios topográficos, hay otros datos que nos dan pistas sobre el funcionamiento relativamente reciente de la falla: así los interfluvios de los 6 valles secundarios que cortan perpendicularmente las *Pizarras de Luarca*, en su zona más próxima al cauce principal, presentan una ladera modelada en forma de faceta, toscamente triangular, lo que indicaría el sen-

tido del movimiento de bloques apuntado y lo reciente de su juego.

La vertiente de umbría aparece escalonada en las laderas de sus valles y en las divisorias, pues a la intercalación de bancos de areniscas (en ocasiones son potentes bancos de pizarras negras) entre las pizarras más friables, se une la disposición de las capas a contrapendiente. Esos escalones, de unos metros a unas decenas de metros según la potencia de la capa que aflora, tienen un marcado carácter estructural y acentúan el aspecto escarpado de las laderas de esa parte del valle (FIG.4).

Esas laderas contrastan con las de la vertiente de solana del valle, en donde las capas a favor de la pendiente, la mayor esquistosidad y friabilidad de las pizarras silúricas dominantes y la menor pendiente, han favorecido mecanismos como la reptación o la soliflucción en el modelado (Fig.5); debido a ello se han acumulado materiales muy modernos preferentemente en los rellanos de las laderas recubriendo totalmente las pizarras del sustrato (sector de Gestoso). Las características morfológicas generales de la ladera dan lugar a una vertiente mucho menos escarpada que en el caso anterior, pero ambas forman un valle fluvial muy encajado que contrasta, a su vez, con las divisorias pandas que dominan el valle.

Esas áreas elevadas, que denominamos **superficie culminante S₁**, en torno a los 1.500 metros de altitud, se compone de un conjunto de "chanos" tallados en las pizarras del Arenig. de los que sobresale puntualmente algún crestón de cuarcita cerca del contacto con las *Pizarras de Luarca* (casi en el borde, a donde ha llegado el retroceso de las cabeceras de los arroyos afluentes del río Gestoso); este sector de chanos culminantes cierra el valle por el Suroeste.

El cordal pando se prolonga hacia el Este (El Fucarón), pero en un nivel inferior, a unos 1.300 metros y sobre los mismos materiales; también se prolonga hacia el Norte y al Nordeste sobre la misma cota de 1.300 metros, aunque en este caso, lo hace cortando y enrrasando sucesivamente las pizarras ordovícicas y las silúricas. Estas superficies constituyen lo que denominamos anteriormente **superficie derivada S₂**, por estar subordinada a la anterior, y de la que aparece separada por sendas fallas que escalonan en dos niveles netos las divisorias del valle.

4. LA EVOLUCIÓN MORFOGENÉTICA RECIENTE.

La explicación de la evolución morfogénica reciente del valle del río Selmo no es posible sin atender al comportamiento de la cubeta del Bierzo a la que está conectada y, por tanto, a la génesis de ésta. A pesar de las muchas investigaciones emprendidas, algunas relativamente recientes, sobre esta cuestión, las respuestas sobre la génesis del Bierzo no son, a nuestro juicio, satisfactorias pues sólo con realizar un recorrido detenido se encuentran bastantes testimonios geomorfológicos que no se avienen con las explicaciones generalistas hasta ahora realizadas.

La compleja explicación que requeriría desde el punto de vista morfogénico-

tico el Bierzo se escapa al objetivo de este trabajo, pues ha de ser objeto de una investigación sistemática y rigurosa fruto de un análisis mucho más detallado y prolongado; a pesar de ello, avanzamos algunas ideas que en un futuro habremos de trabar con nuevas investigaciones específicas.

En la bibliografía sobre este tema lo primero que llama la atención es la existencia de contradicciones evidentes en las explicaciones al uso; así, por ejemplo, mientras que para unos la fosa del Bierzo se individualiza en el Mioceno (Memoria IGME, 1:50.000 Ponferrada), lo cual implicaría ya su desconexión del avenamiento hacia la Cuenca del Duero, para otros se da una colmatación posterior, en el Plioceno, mediante la sedimentación de los *Conglomerados de "plateau"*, según lo cual el Bierzo en esa época no sólo no estaría individualizado sino que constituiría una confusa divisoria de aguas hacia la Meseta por Brañuelas y hacia Galicia por el collado de Biobra (HERAIL, 1984b).

Del análisis de los estudios referidos a esta región se deducen los siguientes datos:

-- La sedimentación cenozoica continental de la cubeta del Bierzo comienza siendo de materiales finos y culmina en el Plioceno con rocas detríticas cada vez más groseras (*formaciones Toral, Santalla, y Las Médulas*); ello implica un área fuente distante al principio e inmediata al final de la sedimentación terciaria (HERAIL, 1979, 1984a), o lo que es lo mismo, una tectogénesis de fractura creciente en intensidad ya que los últimos sedimentos son claramente sinorogénicos. De esta forma, si el área fuente del sedimento podríamos situarla en un principio a decenas de kilómetros al occidente, en el Mioceno ésta está ya encima y el Bierzo, en extensión como cuenca, es ya algo morfográficamente parecido a lo que es en la actualidad.

-- El carácter de la tectogénesis alpina es distensiva con fracturas que casi siempre se instalan sobre antiguas fallas tardihercínicas a las que obligan a rejugarse siguiendo aquellas direcciones NNE-SSW y a partir de planos subverticales. Otras veces, seguramente allí donde la intensidad de la deformación fue mayor, de tipo normal, y en dirección sensiblemente E-W (precisamente las que supuestamente delimitan el Bierzo y Valdeorras por su flanco Sur y a las que se ciñe el actual curso del río Sil).

-- Más recientemente se ha observado que localmente muchos de esos contactos tienen un carácter cabalgante, hasta el punto de que el zócalo cabalga los sedimentos terciarios en muchos puntos (SANTANACH, 1994; REDONDO, 1997), lo cual implicaría además movimientos de tipo compresivo y de acortamiento de la cubeta. La dirección de los mismos E-W a ENE-WSW es la que sigue el colector principal, el río Sil, y alguno de sus principales afluentes (curso bajo del río Cabrera), camino de Galicia. En este sentido esas fracturas no sólo individualizan sectores del zócalo convirtiéndolos en área fuente de los sedimentos acumulados en los sectores subsidentes del mismo, sino que controlan y dirigen, en gran medida, el escurrimiento general actual o subactual: el Sil se ajusta a escarpes de falla (aguas abajo de Ponferrada), o a fracturas que desnivelan la morfoestructura (la mencionada que ex-

Figura 4. Mapa geomorfológico del valle del río Selmo.

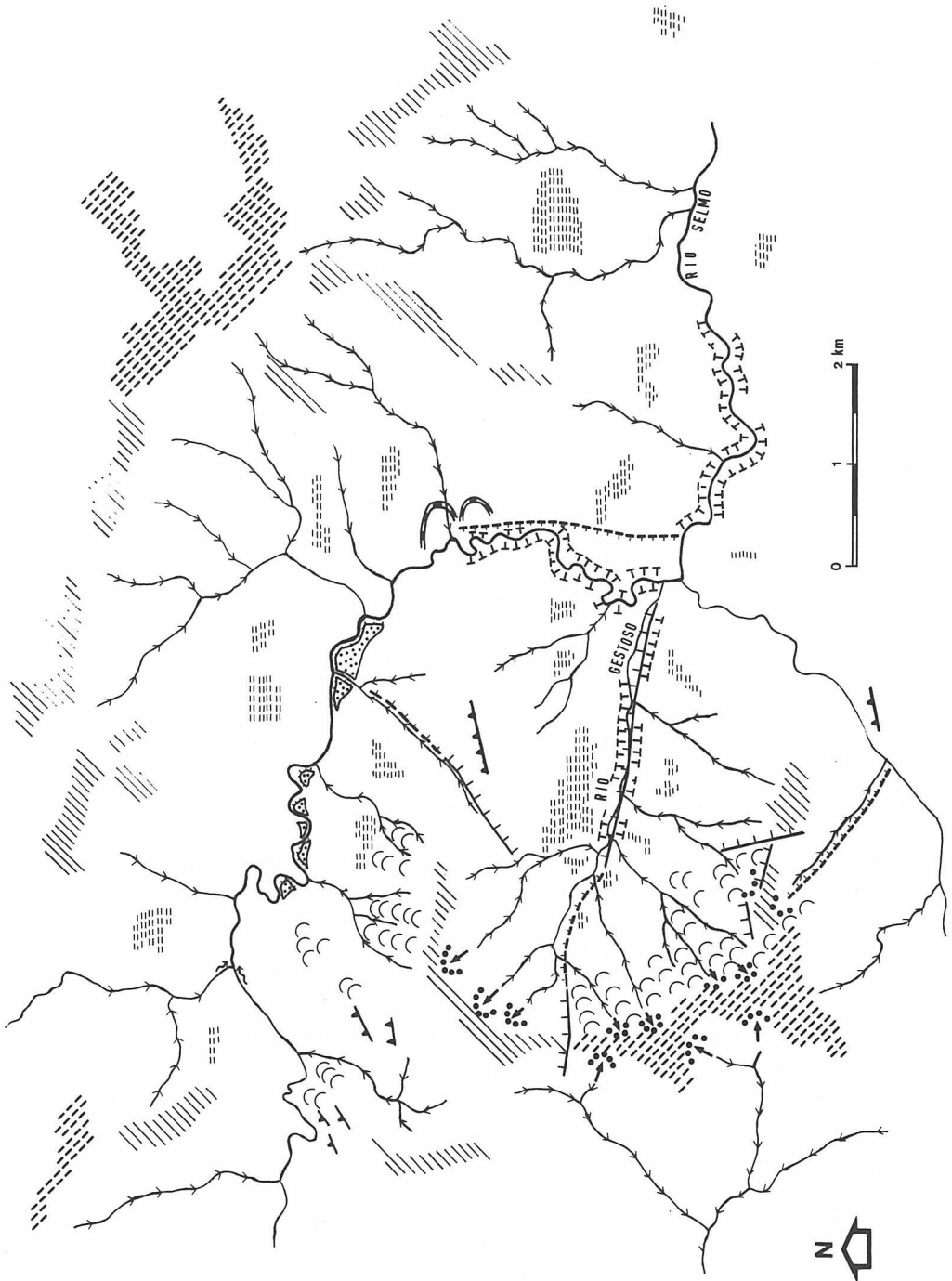


Figura 4(bis). Leyenda

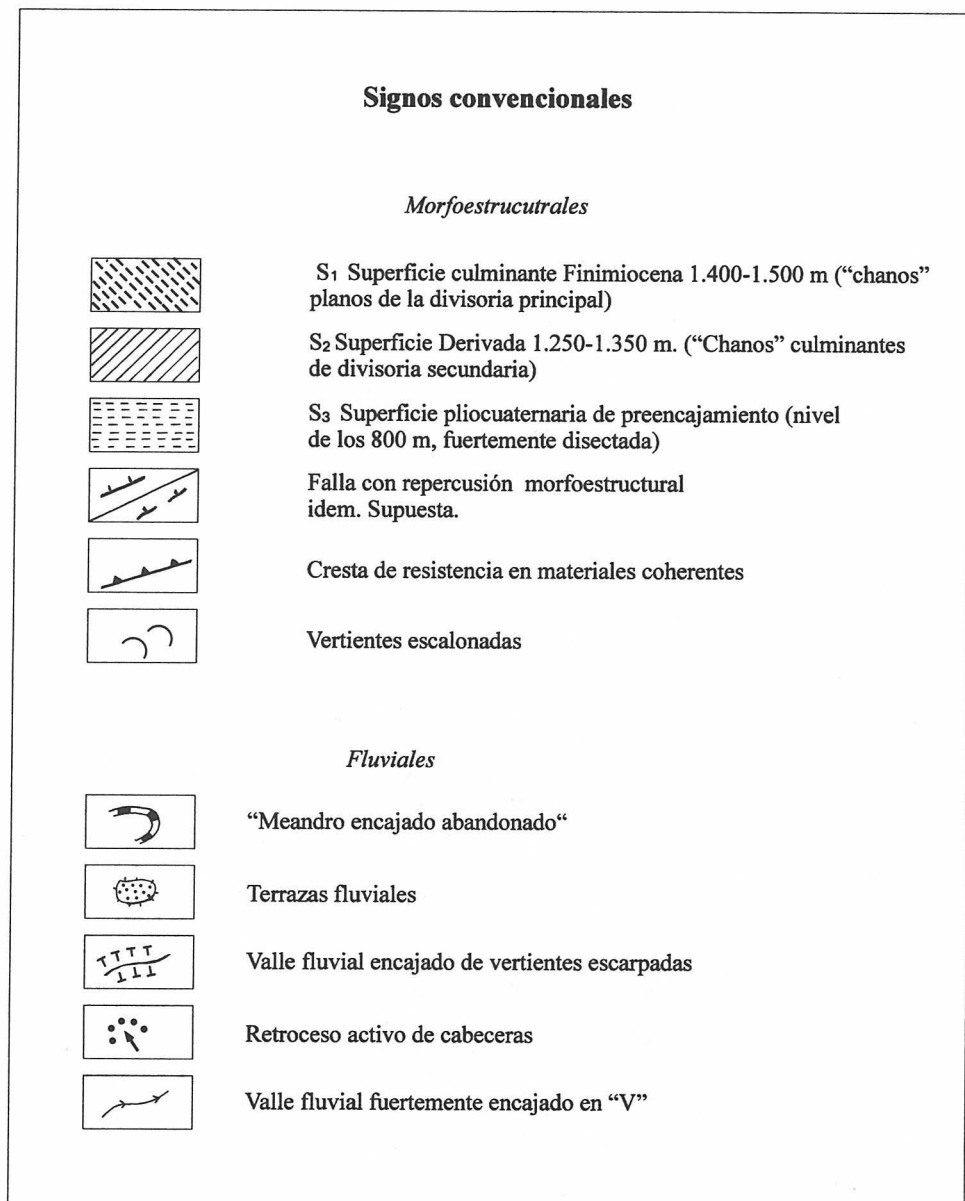
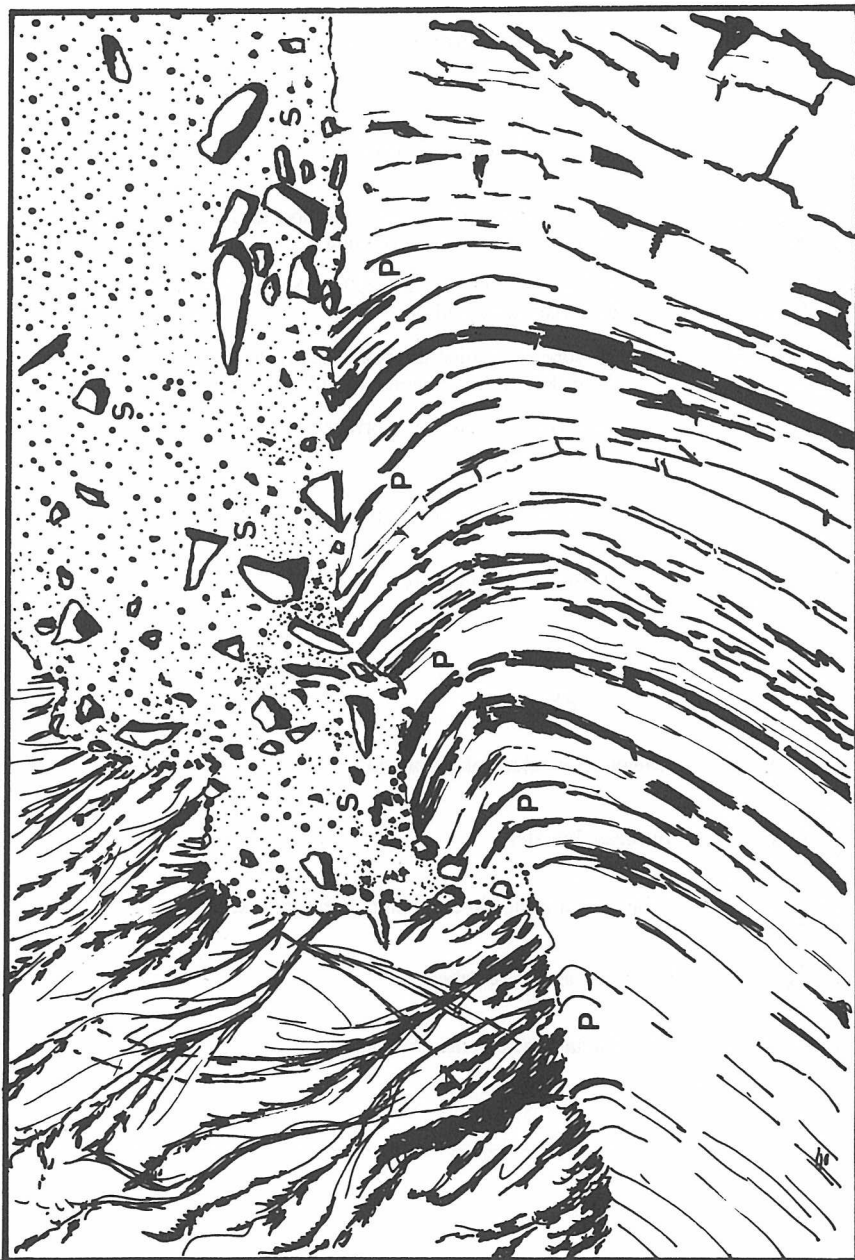


Figura 5. Deformación superficial de las pizarras silúricas como consecuencia de movimientos superficiales sobre las laderas (reptación y soliflucción)



plota en su curso bajo entre Castro Caldelas y su desembocadura en el Miño), enlazando todas las cubetas abiertas tectónicamente en el macizo (Bierzo Bajo, Carucedo, O Barco, Quiroga).

-- La existencia de materiales neógenos con fuertes buzamientos (localmente entre 30° y 40°), la desnivelación topográfica de superficies pliocuaternarias (REDONDO ET AL., 1.996), y el hecho de que la mayoría de los contactos entre el terciario y el zócalo sean de tipo mecánico, indicarían la existencia de movimientos de dislocación muy recientes (¿pliocenos, cuaternarios?).

Para poder explicar la magnitud del encajamiento de 200-300 metros de la red fluvial a partir de la superficie de 800 metros podemos acudir a causas tectónicas. Sin embargo, algunos autores (HERAIL, 1.984b) sostienen que cuando se sedimentan los *conglomerados de "plateau"* (Plioceno), ya han cesado los movimientos; posteriormente, según él, la red diseca esos sedimentos exhumando algunos paleorrelieves. Pero, sin admitir nuevos movimientos subsidentes (de Valdeorras en relación al Bierzo, por ejemplo) ¿es posible semejante encajamiento?.

Otros autores (DELMAIRE-BRAY, 1.977), indican esa posibilidad; se produciría una sedimentación grosera de origen climático (equivalente a los *conglomerados de "plateau"* de HERAIL), posteriormente se establecería un aplanamiento plio-villafranquiense que es la denominada "*superficie de Brañue-las*", y movimientos de dislocación terminales.

Más recientemente se dan otras interpretaciones que se apartan del clásico, y sin verificar, esquema de relleno/colmatación de las cuencas intramontañosas durante el Cenozoico, seguido de una profunda disección cuaternaria que se inicia una vez organizada la red fluvial. Para algunos (MARTÍN-SERRANO, 1988 y 1991b), tal explicación es simplista, mientras que consideran más razonable plantear un sincronismo entre el relleno de las cuencas intramontañosas y la organización/encajamiento de la red fluvial en el macizo. La conclusión evidente de este enfoque es que el encajamiento no sólo es atribuible al Cuaternario, sino que en una parte importante es anterior y coetáneo a la fase de relleno.

Este planteamiento se aviene, sin duda, mucho mejor con alguno de los hechos que hemos observado en la zona de estudio. Así, la presencia de depósitos neógenos en el tramo final de alguno de los valles afluentes del Sil fuertemente encajados (en el Selmo a la altura de Cabeza de Campo-Viariz; en el Cabrera, en Santalavilla y Pombriego), ¿no indican una organización, y encajamiento, de la red fluvial precuaternarios?

Con posterioridad a la elaboración de esa superficie postmiocena, la excavación ha sido, en algunos puntos, espectacular. Ha tenido que persistir durante algún tiempo la tendencia al hundimiento en el nivel de base del Bierzo, es decir, la cubeta de Valdeorras, mientras aquél ha permanecido relativamente estable para que el Sil, entre ambas cubetas, haya modificado netamente su trazado, favorecido por rejuegos puntuales de los bloques del zócalo, hasta adquirir su posición actual. El rejuego de la falla de Santalla

desvía la red hacia el W, con lo que el río talla y excava el estrecho de Covas y abandona el trazado primitivo que se constituye, de forma progresiva, en un paleovalle inadaptado al escurrimiento actual y desconectado del mismo (Carucedo-Biobra-Rubiana); esta corta garganta tiene, además, un claro carácter epigenético y sus flancos culminantes son retazos de la superficie de 800 metros perfectamente conservados sobre las duras *calizas de La Aquiana*.

La erosión remontante es intensa, alimentada por el hundimiento de Valdeorras y el rejuego local de bloques: en el valle del río Selmo esto se traduce en el hundimiento del bloque de Frieria y el levantamiento de la Peña del Seo; el potencial morfogenético resultante es explotado por el río de Cabeza de Campo (actual curso inferior del Selmo) para, por erosión remontante, capturar al Selmo en el sector de Castropete-Cabarcos y a consecuencia de ello, se genera el "valle muerto" de Valdeinjertos, (FIG.6).

En un determinado momento de finales del Neógeno el hundimiento de Valdeorras ejerce sobre el Bierzo un efecto de "succión" que arrastra gran cantidad de materiales que pudieron formar esa superficie de colmatación anterior, ampliándose la excavación al interior de los relieves del entorno de la cubeta, con lo que los ríos se encajan de forma progresiva en esa superficie previa. Ese momento tiene que ver con el establecimiento de unos caracteres exorréicos netos en la red de drenaje principal.

Como testigos de esa superficie previa, a la que ya denominamos en el valle del Selmo S₃ o **superficie de preencajamamiento**, en ese sector intermedio, que forma la transición entre el Bierzo y Valdeorras persisten, otra vez, numerosos testimonios: las culminaciones planas en las duras *Calizas de La Aquiana* colgadas sobre el estrecho de Covas (en su margen izquierda, fundamentalmente); el collado de Biobra que enlaza topográficamente con las anteriores y por donde circularía el PaleoSil; el collado de Sto. Tirso do Cabarcos (ubicado en el "fondo de saco" que forma el paleovalle de Valdeinjertos); las campas y chanos del interfluvio Burbia-Selmo y que son perfectamente visibles, al atravesarlos en varias ocasiones, desde la carretera de Sobrado a Corullón.

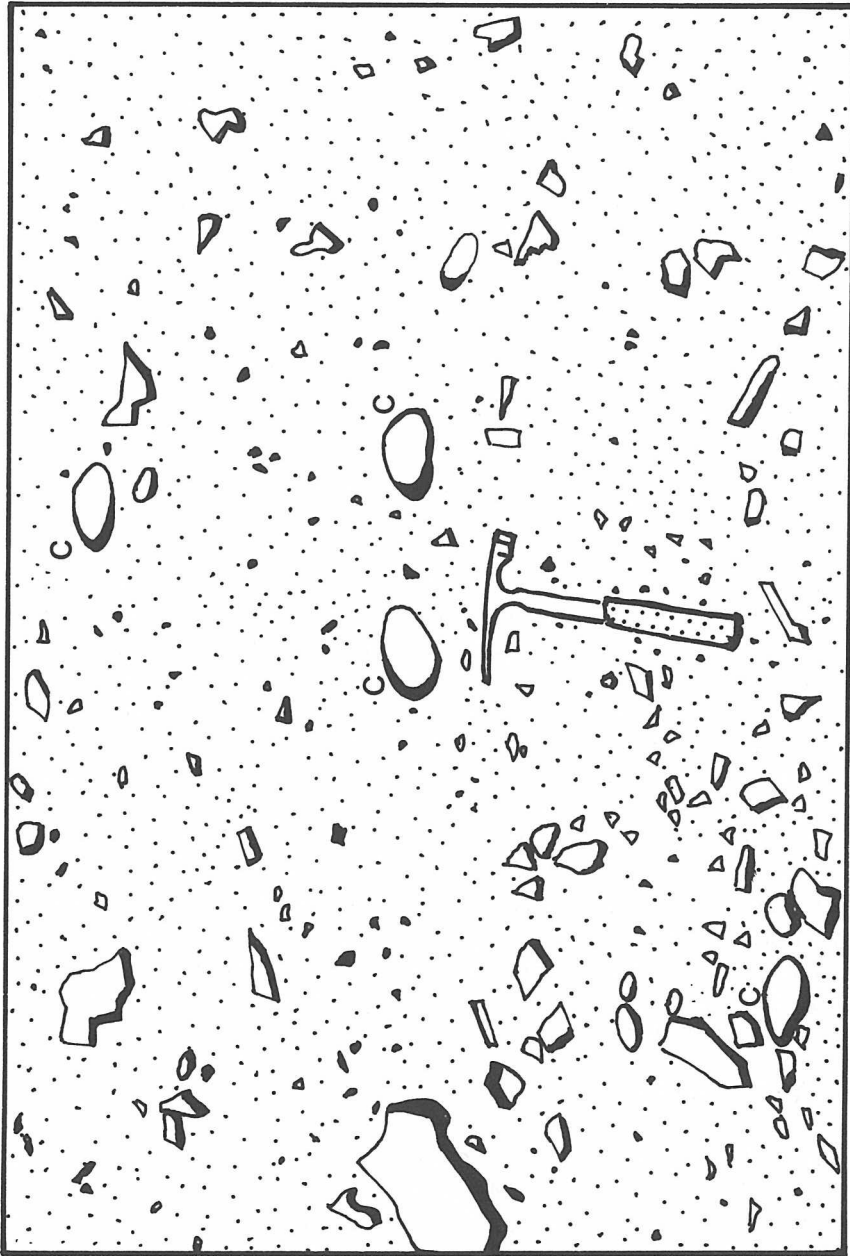
El río Selmo confluye a mitad de camino, aproximadamente, de esa zona mencionada como de transición entre las cubetas del Bierzo y Valdeorras, justo aguas arriba del estrecho de Covas en el que el Sil se encaja profundamente y está, por ello, influenciado directamente por esa dinámica. Por eso, como ya indicamos anteriormente, la superficie de preencajamamiento está aquí notablemente representada incluso en los sectores de cabecera (aunque allí ya sobrepase la cota de 900 metros).

5. CONCLUSIONES.

De la evolución morfogenética del valle del río Selmo y su relación con el espacio regional en el que está inserto podemos sacar varias conclusiones:

-- El encajamamiento fluvial cuaternario, del que en parte depende la morfo-

Figura 6. Depósito de ladera en el paleovalle de Valdeinjertos (S. Tirso de Cabarcos); en el coluvión aún se conservan cantos rodados removilizados de un antiguo depósito aluvial.



logía actual, es sólo una fase más de un proceso más continuado en el tiempo, y no exclusivamente cuaternario que debe comenzar antes, en el momento en el que Sil dirige su escurrimiento hacia el Atlántico. El rejuego reciente de cubetas y bloques desencadena un activo proceso de erosión remontante que no sólo dismantlaría la supuesta colmatación total pliocena de las cubetas, sino que inicia una competencia brutal por las cabeceras dentro de la misma red y de la que son testigo las modificaciones en el trazado, las capturas, los cursos inadaptados y los paleovalles fluviales suspendidos a diferentes alturas sobre los *talwegs* actuales.

-- La superficie a la que se refiere DELMAIRE-BRAY, que en Brañuleas está a unos 1.200 metros aproximadamente, es la que nivelaría el Bierzo en torno a los 800 metros (BIROT y SOLÉ, 1954, hablan de una prolongación hacia el Bierzo de la superficie de Brañuelas) pues, en ese momento, éste estaría ya claramente individualizado de la Meseta (Brañuelas). De la misma quedan abundantes testigos en todos los rincones de la cubeta berciana: los Castros I y II, El Pajariel, las superficies por encima de Salas de los Barrios, las situadas por debajo de Riego de Ambrós, en Ozuela, al Nordeste de Cubillos, todas ellas en torno a Ponferrada.

-- Esas superficies aplanadas, suspendidas sobre los "*talwegs*" actuales, forman un sistema de chanos a media ladera o culminaciones pandas a una altura invariable de 800-900 metros; pero no sólo en torno a Ponferrada, sino que vuelven a repetirse en las proximidades de Villafranca del Bierzo, al Norte de Cacabelos, y en las cubetas externas de Bembibre y Noceda. También aparecen, como ya comentamos, en el interior del valle del Selmo; todo parece indicar que su origen sería común en un mismo sistema morfogenético, que se correspondería todavía con una situación endorreica del Bierzo en relación a la red que progresa encajándose desde Galicia.

Por último, podemos decir que la morfología del valle de Gestoso debe sus rasgos fundamentales a la excavación fluvial, pero la influencia estructural está presente en todo momento controlando ese proceso: el hundimiento regional de las cubetas del Bierzo y Valdeorras, motivo por el que el Selmo y su afluente el Gestoso se han encajado en el macizo, y el juego de bloques dentro del propio valle (a cuya falla principal se ajusta su eje de simetría), son cuestiones que están en la base de la disimetría morfológica de ambas vertientes y del reparto desigual de los valores de pendiente y explican unas formas de relieve que, por otra parte, se ajustan con bastante fidelidad a los factores litoestructurales.

6. BIBLIOGRAFIA.

- ABRIL HURTADO, J., (1981): *Mapa Geológico de España, E: 1/50.000, n^o 157, «Oencia»*. I.G.M.E., Mem., 48 pp.
- BIROT, P. Y SOLÉ SABARÍS, L. (1954): «Recherches morphologiques dans le NW de la Péninsule Ibérique», *Mem. Doc. du Centre de Rech. Cartogr. et Géogr. du CNRS*. IV, 7-61.

- SOLÉ SABARÍS, L. (1966): «Sobre el concepto de Meseta española y su descubrimiento», *Homenaje al Excmo. Sr D., Amando Melón y Ruiz de Gordejuela.*, CSIC, Zaragoza, 15-45.
- DELMAIRE-BRAY, M.M. (1977): «Les grandes étapes de l'individualisation du bassin du Bierzo (León-Espagne) à partir du néogène». *Méditerranée*, 28, 1: 19-34.
- HERAIL, G., (1979): «La sedimentación terciaria en la parte occidental del Bierzo (León, España) y sus implicaciones geomorfológicas». *Iª Reunión sobre geología de la Cuenca del Duero*, Salamanca; 323-337.
- HERAIL, G. (1984a): «Dynamique géomorphologique et sédimentologique des piémonts et bassins intramontagneux du Nord-Ouest de l'Espagne et gîtologie de l'or détritique». *Chron. Rech. Min.*, 474 49-68.
- HERAIL, G. (1984b): *Géomorphologie et gîtologie de l'or détritique. Piémonts et bassins intramontagneux du Nord-Ouest de l'Espagne*. C.N.R.S., Paris.
- JULIVERT, M. (1960): *Estudio geológico de la cuenca de Beleño. Valles altos del Sella, Ponga, Nalón y Esla de la Cordillera Cantábrica*. Tip. Lit. Coullaut, Madrid.
- MATTE, PH. (1968): «L' structure de la vergation hercynienne de Galice (Espagne)». *Travaux du Laboratoire de Géologie*, 44:1-127.
- MARCOS, A. (1973): «Las series del Paleozoico inferior y la estructura herciniana del occidente de Asturias». *Trabajos de Geología*, 6:3-107.
- MARTÍN-SERRANO, A. (1988): *El relieve de la región occidental zamorana. La evolución geomorfológica de un borde del Macizo Hespérico*. Inst. Est. Zamoranos, Zamora;311pp.
- MARTÍN-SERRANO, A. (1991a): «El borde noroeste de la cuenca del Duero» *Problemas geomorfológicos del centro y noroeste de la Península Ibérica*, Edit. Complutense. Madrid, 41-48
- MARTÍN-SERRANO, A. (1991b) : «La definición y el encajamiento de la red fluvial actual sobre el macizo hespérico en el marco de su geodinámica alpina», *Rev. Soc. Geol. España*, 4, 3-4, 337-351.
- PÉREZ ESTÁUN, A. (1978): *Estratigrafía y estructura de la rama Sur de la Zona Asturoccidental-Leonesa*. I.G.M.E., Madrid.
- REDONDO, J.M^a., GÓMEZ, A., & GONZÁLEZ, R.B. (1996): «La cubeta de Noceda, ejemplo de transición morfológica entre las montañas cantábricas y las cuencas de sedimentación terciarias». *Polígonos*, 6: 69-91.
- REDONDO, J.M^a. (1997): «Significación morfoestructural del sector oriental de la cuenca intramontañosa del Bierzo: génesis y evolución de los componentes morfológicos de la cubeta de Bembibre». *Ería*, (en prensa).
- SANTANACH, P. (1994): «Las cuencas terciarias gallegas en la terminación occidental de los relieves pirenaicos». *Cuad. Lab. Xeol. de Laxe.*, 19: 57-71.

RESUMEN: A partir del análisis geomorfológico del valle del río Selmo se estudian las relaciones entre sus morfoestructuras y las del Bierzo y valle medio del Sil, con las cuales aparece genéticamente trabado desde el Neógeno superior.

PALABRAS CLAVE: valle del río Selmo, cuencas terciarias, encajamiento fluvial, tectónica alpina.

ABSTRACT: The main purpose of this paper is to do a geomorphologic study about the valley of Selmo river in order to establish the relations between its morphostructures and those of Bierzo basin, Sil middle course. Both morphostructures are joined in terms of their genetic evolution.

KEY WORDS: Selmo valley, tertiary basins, fluvial deepening, Alpine Tectonics,

RÉSUMÉ: L'analyse géomorphologique de la vallée du Selmo on permis établir las relations parmi ces morphostructures et la cuvette du Bierzo avec laquelle elle apparaît rélationnée, avec d'une genèse commune après du néogène supérieur.

MOTS-CLÉS: vallée du Selmo, cuvettes tertiaires, enfondement fluviale.