

La extremidad occidental de la superficie fundamental de Galicia: La Meseta de Santa Comba

The western extremity of the fundamental surface of Galicia: The plateau of Santa Comba

PAGÉS VALCARLOS, J. L. & VIDAL ROMANÍ, J. R.

The Plateau of Santa Comba is a very degraded rest of an old surface (Late-Mesozoic - Paleogene), of complex history. It has a mean altitude of 400 m, and it is located in the western part of the Coruñan province. Their main geomorphological elements are: the residual reliefs (levels A1, A2, A3, A4, between 500 and 700 m of altitude), the platform or basal surface of the Plateau of Santa Comba, between 400 and 500 m (A6 and A5) and the several flats that compound the degradation surface of the basal surface (levels B1, B2, C1). The Plateau of Santa Comba is the westernmost sector the Fundamental Surface of Galicia, and therefore, it can be correlated with the Fundamental Surface of the Hesperian Massif of the Peninsula. Their etche character (chemical corrosion) is geomorphologically evident for the existence of residual forms (inselbergs) conserved on it. They consist of pseudo apalachian reliefs with clear development of rocky platforms and basal carvings, sometimes multiple (flared slopes), and smaller forms, (vasque, tafoni, etc) that are conserved specially well on the older residual reliefs. The layout of the old fluvial network, previous to the definition of the western Galician Rías, still remains drawn on the basal surface of the Plateau of Santa Comba. This layout has been partly used by the present Xallas river, although fossil reaches are also conserved, distinguishables for the disproportionate dimensions of the valley compared with the actual secondary net associated to them. Both in the periphery of the Plateau of Santa Comba and in their interior, they are located the heads of the fluvial net generated as a consequence of the opening of the Atlantic Ocean and the alpine compression (since Late Mesozoic to today). They have affected the old fluvial net by means of processes of captures.

Finally, the genesis for etching (chemical corrosion) of the Plateau of Santa Comba as well as other big forms associated to it, (Ría de Muros, Meridian Depression and satellite depressions, residual reliefs, etc.) allow us to propose a new genetic model for the relief of western Galicia, more close to the postulate for VON RICHTHOFEN (1901), with evacuation of the regolith, and exposing of the etche surfaces (chemical corrosion) for the fluvial activity than to the traditional actual model based on the blocks tectonic.

Key words: Fundamental Surface, pseudo apalachian relief, Galician Rías, inselberg, undermined hillsides, stepped slopes.

1. INTRODUCCIÓN

Los elementos geomorfológicos de mayor entidad en el cuadrante noroccidental de Galicia son: la Superficie Fundamental, el Escalón de Santiago y la Depresión Meridiana. El primero de ellos, la Superficie Fundamental de Galicia, fue definida por SOLE (1952) y BIROT y SOLE, (1954) como una extensa superficie de erosión o penillanura situada entre 420-500 m que ocupa la zona central de Galicia. De ella, según estos autores se conservan restos en el borde costero lo que sin duda hace referencia a la Meseta de Santa Comba.

NONN (1966), reconociendo la existencia de este elemento morfológico diferenció en la Superficie Fundamental (400 m) dos pediplanos separados por una diferencia de cotas entre 80 y 120 m y que denominó respectivamente Superficie Fundamental superior (Eógena) y Superficie Fundamental inferior (finioligocena o aquitaniense). En la Meseta de Santa Comba estudiada en este trabajo contemplamos bajo esta denominación, no solo esta unidad, situada entre Bergantiños y la ría de Muros, sino todo un conjunto de retazos adyacentes de dimensiones menores (Pindo, A Ruña, meseta Tordoia, sierra de Barbanza, Muralla, etc.), separados de aquella por grandes accidentes morfológicos, (Rías, Depresión Meridiana, etc.). (Fig.-1)

El Escalón de Santiago es el segundo elemento morfológico con representación en la zona. Se trata de un conjunto de relieves de escasa energía localizados, de N a S al Oeste del Meridiano de A Coruña. Su interpretación como el basamento de la Dorsal Gallega es también conocido, (RODRÍGUEZ MARTÍNEZ-CONDE, 1979, 1980), y su interés en este trabajo se debe a

que define el límite mas oriental de la unidad estudiada. Últimamente otros autores (CHANTADA, 1996), han descrito la fisiografía de la Meseta de Santa Comba, incluyéndola claramente dentro del Escalón de Santiago.

El último elemento, la Depresión Meridiana, fue definida por primera vez por CARLÉ (1949), e identificada por él como un sistema de valles de fractura orientados con dirección N - S .

Otros autores, (PANNEKOEK, 1966 a y b, 1970) le atribuyen también un carácter tectónico activo identificándolo como *rift valley* y/o valles de fractura, pero decantándose finalmente por esta última interpretación, con un papel capital en la definición de las rías gallegas occidentales. Esta unidad sirve de límite a la zona de trabajo e incluso llega a individualizar partes de ella lo que permite definirla como una forma posterior en edad a la formación de la Meseta de Santa Comba.

2. CONFIGURACIÓN FISIOGRAFICA

La Meseta de Santa Comba es un elemento fundamental en el relieve occidental de Galicia. Situada entre la Comarca de Bergantiños y el borde Sur de la Ría de Muros, tiene una altitud media de unos 400 m y una forma lobulada aproximadamente rectangular (30 x 15 kms.), con su eje mayor orientado en dirección NE-SW. La parte principal de la unidad, (ver Fig. 1), en el centro de la cual se localiza la localidad de Santa Comba, abarca desde Monte Castelo hasta la línea A Moa - Tremuzo, pero como ya se citó, son destacables otros retazos de la misma unidad separados de ella por accidentes morfológicos mayores como la Mese-

ta de Tordoia, Montes del Xalo, Muralla, Barbanza. O Pindo y A Ruña entre los mas importantes. El flanco NW de la Meseta es abrupto y recortado al limitar con las comarcas de Terra Soneira (200 m de altitud media) y Bergantiños (100 m de altitud media). En su borde Sureste limita con la Ría de Muros, incisión de mas de 400 m de cota que deja aislados en su margen meridional importantes fragmentos de la misma superficie (Sierra de Barbanza, Pico Muralla).

Por el Este, el límite de la Meseta con la Cuenca de Negreira-Val do Dubra, lo define un accidente morfológico mayor, el surco principal y las depresiones satélite de la Depresión Meridiana. Finalmente, por el flanco Sureste, la meseta está limitada por la plataforma de los grandes residuales que desde la Sierra de Santiago se alargan hasta la entrada de la Ría de Muros incluyendo los macizos de O Pindo y A Ruña. Los grandes residuales que dominan la Meseta de Santa Comba, a veces superando los 600 m de altura, constituyen los restos de superficies previas de las que poco se puede conocer excepto la generalización de su presencia en toda Galicia.

La Meseta de Santa Comba dispone su eje mayor transversal a la estructura hercínica. Se diferencian en ella cuatro sectores litoestructurales:

(1) Sector oriental. desarrollado sobre gabros, anfibolitas, metasedimentos y alineaciones graníticas.

(2) Sector centro-oriental, desarrollado sobre neises biotíticos y granitoides inhomogéneos de Monte Freito.

(3) Sector centro - occidental, desarrollado sobre las litologías del Complejo Malpica-Tui y el Granito de Baio

(4) Sector suroccidental desarrollado sobre diversos granitos; A Ruña, Alineación Laxe-Barbanza, O Pindo, etc. y ortogneises glandulares.

La red de drenaje actual existente sobre el cuerpo principal de la Meseta de Santa Comba se organiza alrededor del Río Xallas, colector central que nace en su extremo nororiental y fluye con rumbo Suroeste hasta su desembocadura en el mar en la Ensenada de Lézar.

3. CONFIGURACIÓN GEOMORFOLÓGICA

En la Meseta de Santa Comba se pueden distinguir tres unidades morfológicas que de mas antigua a mas moderna son las siguientes (Figs.- 2, 3 y 4):

a) Relieves residuales conservados por encima del nivel general de la plataforma, por encima de la cota de 500 m. En algún caso, estos residuales son claramente restos de superficies situadas entre 400 y 700 m (PAGÉS VALCARLOS, 1996). A veces poseen en planta una morfología alargada concordante con las directrices hercínicas y equivalentes a formas similares definidas en otras zonas del Macizo Hespérico, (MARTÍN SERRANO GARCÍA, 1988) y YEPES (com. pers.).

b) La Plataforma basal que se corresponde con la Superficie Fundamental de Galicia en esta zona. A escala de detalle pueden diferenciarse en ella restos de dos plataformas entre 400 m y 500 m (niveles A6 y A5, PAGÉS VALCARLOS, 1996). Se corresponden con esta unidad diversos retazos de superficies situados alrededor de la Sierra de Barbanza, Pico Muralla, Tordoia, O Pindo, A Ruña, etc.

c) Replanos de degradación de la Plataforma basal.

En esta unidad se agrupan los niveles de superficies (PAGÉS VALCARLOS, 1996), denominados B 1 y B2, situados entre las cotas 300 y 400 m y un nivel inferior, el C1 (Replano de Olveira), (PAGÉS VALCARLOS, 1996) que es el más bajo de toda la Meseta de Santa Comba y que corresponde a la degradación de esta por el Río Xallas con posterioridad a los últimos cambios en su trazado.

El bloque montañoso suroccidental, llamado Horst litoral (SOLE, 1982; BIROT y SOLE, 1954; NONN, 1966, etc.) es un conjunto de relieves residuales correspondientes a los niveles A1 a A4, (PAGÉS VALCARLOS, 1996; PAGÉS VALCARLOS, VIDAL ROMANÍ y ALONSO MILLÁN, 1996) desarrollados sobre dos litologías con diferentes comportamientos ante la erosión y meteorización. Se trata de los granitos de O Pindo (más masivos y resistentes), y A Ruña, (más deformados), pero que a pesar de ello se hallan topográficamente enrasados. Otros macizos graníticos postcinemáticos de la zona, conformados por litologías semejantes al granito de O Pindo, como es el caso de los macizos de Pando y Confurco (y Traba en la costa de Camariñas), se sitúan a una cota inferior a la de la Meseta de Santa Comba. Las características de los apex de las intrusiones confirman la escasa degradación por erosión sufrida por los stocks, por lo que se interpreta que la diferencia de cota que presentan entre sí, se debe a la distinta profundidad de emplazamiento del cuerpo magmático y no a que la meteorización y la erosión posteriores los hayan rebajado diferencialmente a su nivel actual (Fig.- 5).

El tope de O Pindo, como el de A Ruña, corresponde a un resto de superficie A1, A2 (PAGÉS VALCARLOS, 1996) y en la deli-

mitación del extremo oeste del «Horst litoral», ha intervenido de manera notable la erosión marina al despejar los sucesivos niveles de superficies *etche* (corrosión química), (Lugar Onde se Adora, Carnota, etc.). Esto llevó a NONN (1966), a considerar el Macizo de O Pindo como un inselberg complejo en su zona culminante (A Moa), al mismo tiempo que atribuía un origen tectónico para la forma, al asociar la desembocadura en cascada del Xallas, que atraviesa marginalmente el Macizo de O Pindo, a un elevamiento tectónico reciente. Este hecho ya había sido interpretado así por otros autores (BIROT y SOLÉ, 1954, etc.). NONN (1966), llega incluso a justificar la depresión abierta al mar en Carnota como producida por hundimiento de la costa en ese punto. En nuestra opinión, sin embargo, en la delimitación del «Horst litoral» en su flanco oeste han intervenido, (actuando sobre el peculiar contacto de la zona de apex de la intrusión) los procesos de *etching* (corrosión química) y la erosión continental y marina evacuando el regolito en sucesivas etapas de incisión, de lo que se conservan aun distintos niveles de superficies *etche* (corrosión química) como es el Lugar Onde se Adora y la misma plataforma situada al pie del escarpe de Caldebarcos, Carnota-Lira a la que también se asocian relieves residuales (Monte da Cruz) (PAGÉS VALCARLOS, 1996). Esta degradación del relieve es coetánea al descenso en el nivel de base que acompaña al estiramiento de la litosfera consecuente a la apertura del Océano Atlántico y los efectos de la compresión alpina.

La asimetría morfológica entre la parte interna y la litoral de la Meseta de Santa Comba se debe a que los procesos erosivos remontantes, más la erosión marina, han actuado preferentemente en este borde o

paralelamente a las grandes líneas de drenaje, condicionadas por fracturas (dando en este caso lugar a las Rías occidentales), mientras que se amortiguan a medida que progresan hacia el interior de la Meseta de Santa Comba.

4. INTERPRETACIÓN

La principal aportación de este trabajo consiste en que la nueva cartografía geomorfológica de la Meseta de Santa Comba permite extender al Oeste de la Península Ibérica los procesos de generación del relieve descritos en el Centro de la Península por (MARTÍN SERRANO, 1988). Se considera que es un proceso de *etching* o corrosión química el que explica el origen de los distintos aplanamientos, aun de pequeñas dimensiones como es el caso de la Meseta de Santa Comba y aun a pesar de ello se han llegado a diferenciar hasta 9 niveles de aplanamiento, con muy distinta entidad (A1, A2, A3, A4, A5, A6, B1, B2, C1), que algunas veces solo están representados por pequeños residuales.

Los residuales son, con los aplanamientos, el otro elemento del relieve característico de la Meseta de Santa Comba. Se trata de formas conservadas destacando sobre los distintos niveles de aplanamiento, interpretables como restos previos a estos. Aunque se ven en ocasiones influidos por las diferencias litológicas y estructurales, presentan características comunes que permiten identificarlos como formas *etche* o de corrosión químicas: se asocian a plataformas rocosas que los rodean total o parcialmente. Las plataformas son a veces escalonadas indicando una génesis por procesos recurrentes de *etching*-incisión, consecuentes con el descenso del nivel de base. Este mismo

proceso se ha descrito en el interior de diversas zonas de escudo (TWIALE, 1982; TWIDALE y VIDAL ROMANÍ, 1994).

Podemos pues hablar de aplanamientos escalonados aun cuando el knick basal, bien diferenciado difícilmente llegue a evolucionar hacia un verdadero *flared slope* o ladera zapada. Esto es comprensible si se tiene en cuenta que el entorno geodinámico de la zona, aun siendo estable, refleja los cambios en el nivel de base debidos a la apertura del Océano Atlántico y a la comprensión pirenaica desde finales del Mesozoico, dada su proximidad a la línea de costa. En cualquier caso se han descrito en algunos de estos residuales pequeñas formas *flare*, o zapamientos, asociados al pie de vertiente (VIDAL ROMANÍ, 1989).

La tercera característica morfológica digna de mención en la zona es el buen desarrollo de los procesos de evacuación del regolito a lo largo de los canales de drenaje principales (Tambre, Xallas y afluentes). Al contrario de las ideas sostenidas por autores anteriores (CARLÉ, 1949. NONN, 1966; PANNEKOEK, 1966; SOLÉ SABARIS, 1982; BIROT Y SOLÉ, 1954), la generación de formas tan relevantes en la zona como la Depresión Meridiana y satélites, (en este caso presentes en el fondo de la Ría de Muros desarrolladas según la línea Pino de Val, Noia-San Finx), se debe a procesos selectivos de *etching* o corrosión químicas, donde la evacuación se realizaba por la red fluvial a medida que se producía la incisión de la red y por tanto el valle que forma la actual Ría de Muros, dando lugar al vaciado de esa forma cóncava interpretada erróneamente como una fosa tectónica (CARLÉ, 1949), un graben (NONN, 1966) o un *rift valley* (PANNEKOEK, 1966). Un origen por *etching* y no por causas tectónicas para la

Depresión Meridiana y sus satélites es el más lógico, al no existir ni datos tectónicos que lo confirmen, ni relleno sedimentario equiparable al de las fosas tectónicas de tipo *strike slip fault* (MONGE, 1987) de Meirama o de As Pontes (SANTANACH et alii, 1988). Aun más, en los casos en que se han cartografiado rellenos atribuidos a una edad miocena (ver cartografía del Groupe Galice de la Universidad de Leiden, 1979) se trata de depósitos mucho más recientes y no datados (Fosa Os Anxos-Bertamiráns) o que en todo caso (Fosa Budiño-Tuí) no se deben interpretar como fosas tectónicas sino como relieves *etche* enterrados durante el Neógeno y en proceso de exhumación en la actualidad a consecuencia de la activa incisión fluvial.

Con los datos disponibles hasta el momento, las superficies A corresponden a los restos de una penillanura de corrosión química (*etching*) con evolución compleja de la que se han conservado residuales de los estadios correspondientes a los niveles: A1, A2, A3 y A4.

Los episodios correspondientes a A5 y A6 son los que presentan restos mejor conservados. El pediplano se formó bajo un régimen bastante estable, tectónicamente, como lo prueba el desarrollo de pedimentos rocosos (plataformas), asociados a todos los residuales independientemente de su cota topográfica (por tanto de la edad de formación). También confirma la estabilidad tectónica el hecho de que las diferencias litológicas hayan dejado su huella en la forma de los residuales. El episodio correspondiente a los niveles B no supuso aun un cambio revolucionario en la diferenciación del paisaje, por una parte, porque las directrices de este ya estaban definidas previamente, y la circulación de los ríos en la Superficie Fundamental de Santa Comba se

hace, adaptándose a la estructura hercínica, aunque ya comiencen a hacerse patentes los efectos en esta de la nueva red perimetral que penetra gradualmente en el interior de la Meseta de Santa Comba procediendo a la captura de la red interna y drenándola en nuevas direcciones condicionadas fundamentalmente por la nueva línea de costa. La definición de las superficies B encajadas en la Superficie Fundamental representa el comienzo de una nueva etapa de la que solo se conservan en el área las cabeceras de los niveles de aplanamiento y se esbozan las líneas de drenaje actuales. Las superficies B no son, como ocurría en el caso de las A, superficies de extensión regional sino que representan niveles de aplanamiento locales, de pequeña extensión, aunque de distribución generalizada en el occidente de Galicia. Su génesis es igualmente explicable por procesos de *etching* y evacuación del regolito por la red de drenaje.

5. EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA

En la génesis la Superficie Fundamental, (Sector de la Meseta de Santa Comba) la meteorización se ha guiado más por las respuestas litológicas a la alteración que por la red de fracturación. De esta forma, aunque los procesos de *etching*/evacuación del regolito afectaron, de manera generalizada, a todo el zócalo, su evolución va poniendo de manifiesto un paisaje organizado según la estructura hercínica, con relieves residuales emergentes formados por las rocas más resistentes. Se alcanza así el estadio de plataforma basal de la penillanura en los niveles de aplanamiento A6, A5. Aunque la paleogeografía de este momento solo puede ser apuntada, parece seguro que la mayor parte de la red fluvial era concordante con la

estructura hercínica, estando organizada, en líneas generales, como una red centrífuga desde la meseta en direcciones NNW-SSE. También parece posible que ya existiera en esos momentos un drenaje centrípeta en el sector central de la meseta que fuera dirigido hacia el exterior por el corredor de Baíñas (Fig.- 6)

El desarrollo de las superficies B1 conlleva la articulación de una red fluvial que es prácticamente la que se conserva en la actualidad. La erosión rebaja la plataforma de Amarelle a lo largo de la traza de una importante falla, lo que permite el desarrollo de las cabeceras B1 de Bazar y Castríz vertiendo hacia el centro de la meseta. En el centro de la misma se crea una única superficie B1, que convergía con la cabecera de Pino de Val en Baíñas, por donde fluyó hacia el Norte, el drenaje interno de la meseta (PAGÉS VALCARLOS, 1996). Mientras tanto, sobre la periferia de la meseta se generan cabeceras de niveles de aplanamiento asociadas a una red fluvial centrípeta.

Las superficies B2 confirma la línea evolutiva marcada. Se forman las plataformas del Xallas y de Baíñas, colectoras del drenaje del interior, que era emitido hacia el Norte por esta última. En la periferia de la meseta, y en continuidad con cabeceras B1, se labran cabeceras B2 de las que quedan retazos significativos (Fig.- 7)

Con posterioridad a la elaboración de los niveles de aplanamiento B2, se produce la captura de la red fluvial del interior de la meseta por una corriente remontante que penetra desde su flanco occidental. Esta captura confiere su actual trazado al río Xallas, labra el replano C1 de Olveira, y deja colgado el paleovalle de Baíñas (PAGÉS VALCARLOS, 1996) (Fig.- 8).

A partir de este momento, la evolución morfológica sobre la meseta queda ralentizada, evacuándose principalmente materiales del replano de Olveira y del nivel B2 del Xallas, sobre el que se desarrollan cubetas de alteración en sus tramos inferiores, ocupadas ahora en gran medida por el Embalse de Fervenza.

La principal consecuencia de la ralentización de la evolución morfológica es la conservación de las formas, por lo que el paisaje actual de la Meseta de Santa Comba es muy similar al que existía en el momento de la captura del río Xallas, posiblemente a comienzos del Neógeno.

Respecto a la penillanura, se puede constatar su policiclicidad y por lo tanto su antigüedad. El fenómeno más significativo, al que se puede intentar atribuir una edad, es el comienzo del nuevo ciclo de erosión que lleva al desarrollo de las superficies B, interpretadas como la respuesta morfológica al levantamiento del basamento provocado por las principales fases de compresión alpina que dieron origen a la cordillera Cantábrica, ocurridas durante el Eoceno superior-Oligoceno. La penillanura constituida por los niveles A, sería anterior y se la puede estimar una edad que abarque el Cretácico superior y el Paleógeno.

6. CONCLUSIONES

—El análisis del relieve efectuado en el presente trabajo ha permitido reconocer sobre el margen atlántico de Galicia, la actuación de procesos de formación de relieve similares a los que han actuados en el resto del Macizo Hespérico, (principalmente corrosión química y evacuación de regolitos) y que son comunes en la evolución de diversos escudos antiguos. A la vez, y al igual que en

estos escudos, se observa la importante pervivencia en el tiempo de formas y paisajes antiguos.

—La interpretación de la evolución del relieve según esos procesos, y considerando la posición geodinámica de Galicia entre un margen atlántico con distensión cortical y un margen cantábrico con compresión cortical, permite entender los sucesivos paisajes que se desarrollan verticalmente como la respuesta morfológica a la acción combinada de los procesos de *etching*/evacuación del regolito y los descensos relativos del nivel de base marino.

—De esta forma, recurriendo a los mecanismos *etching*, alteración diferencial, evacuación del regolito y descensos relativos del nivel de base, se puede explicar las formas de la topografía actual sin necesidad de acudir a las soluciones proporcionadas por la tectónica de bloques, de la que no existen, en este sector, evidencias patentadas, ni geológicas ni morfológicas y solo su invocación por diversos autores.

—En esta línea, es especialmente significativo, la interpretación de la Ría de Muros

como una forma grabada desarrollada a lo largo del Cenozoico. El paisaje original sobre el que se labra la ría, forma parte de la Superficie Fundamental, bajo la que se reconocen diferentes niveles de aplanamiento, en especial los correspondientes a una plataforma periférica (cota en el entorno de 200 m) muy bien conservados en todos los sectores de la ría.

El proceso evolutivo *etching*/evacuación del regolito/descensos relativos del nivel de base marino, lleva a la formación de la actual Ría de Muros, y aunque presenta una ocupación marina cuaternaria, el valle ocupado está originado por la acción erosiva de un aparato fluvial prefigurado desde al menos el último estadio de la Superficie Fundamental, que ha evolucionando por encajamiento y retroceso de vertientes. La traza del aparato fluvial se condiciona, a lo largo de su evolución, a las líneas de debilidad causadas por diversas familias de fracturación frágil y a la inhomogeneidad litológica que representan los materiales del Complejo Malpica-Tui.

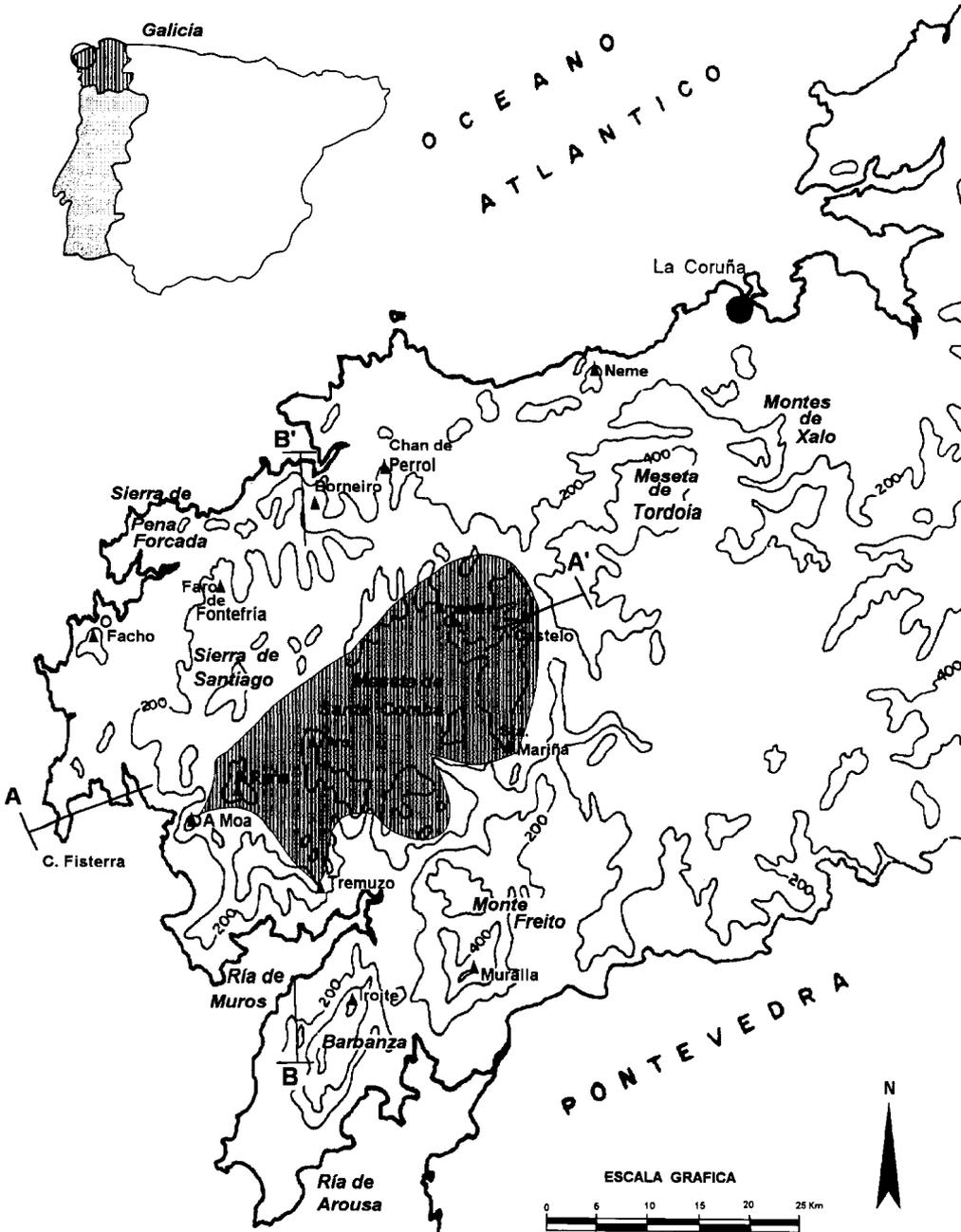


Fig.-1 Situación de la Meseta de Santa Comba

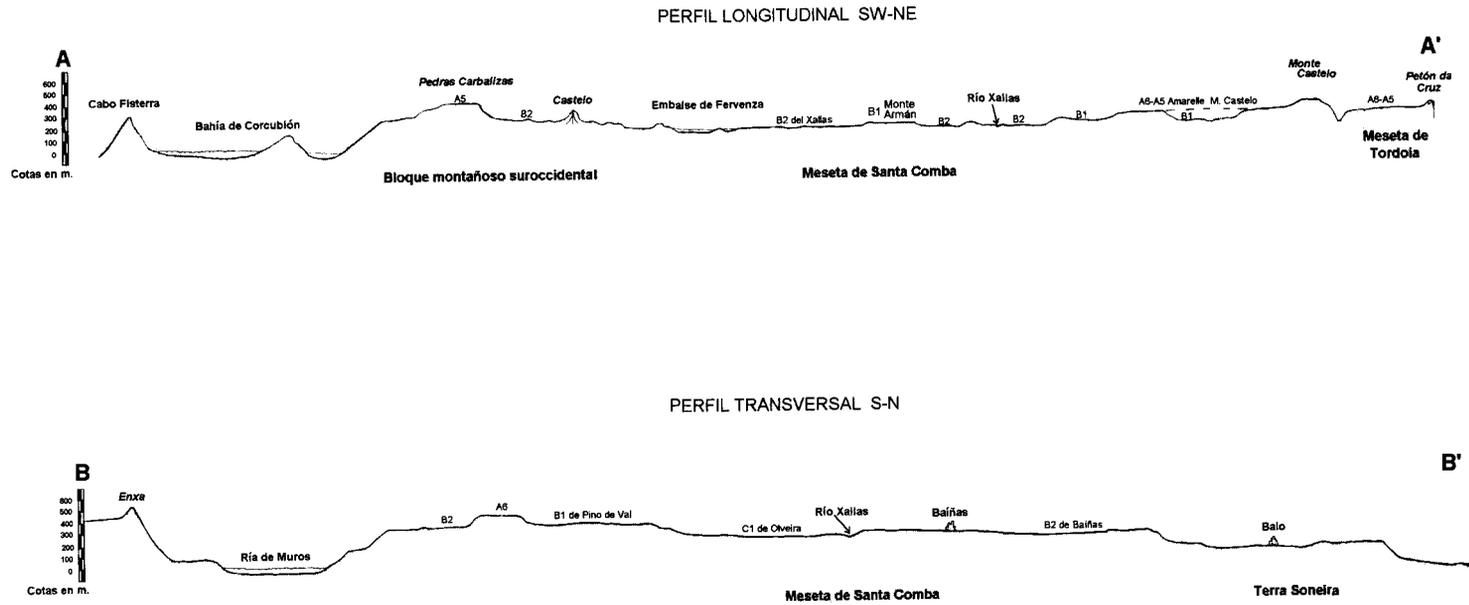


Fig. 2. Perfiles topográficos

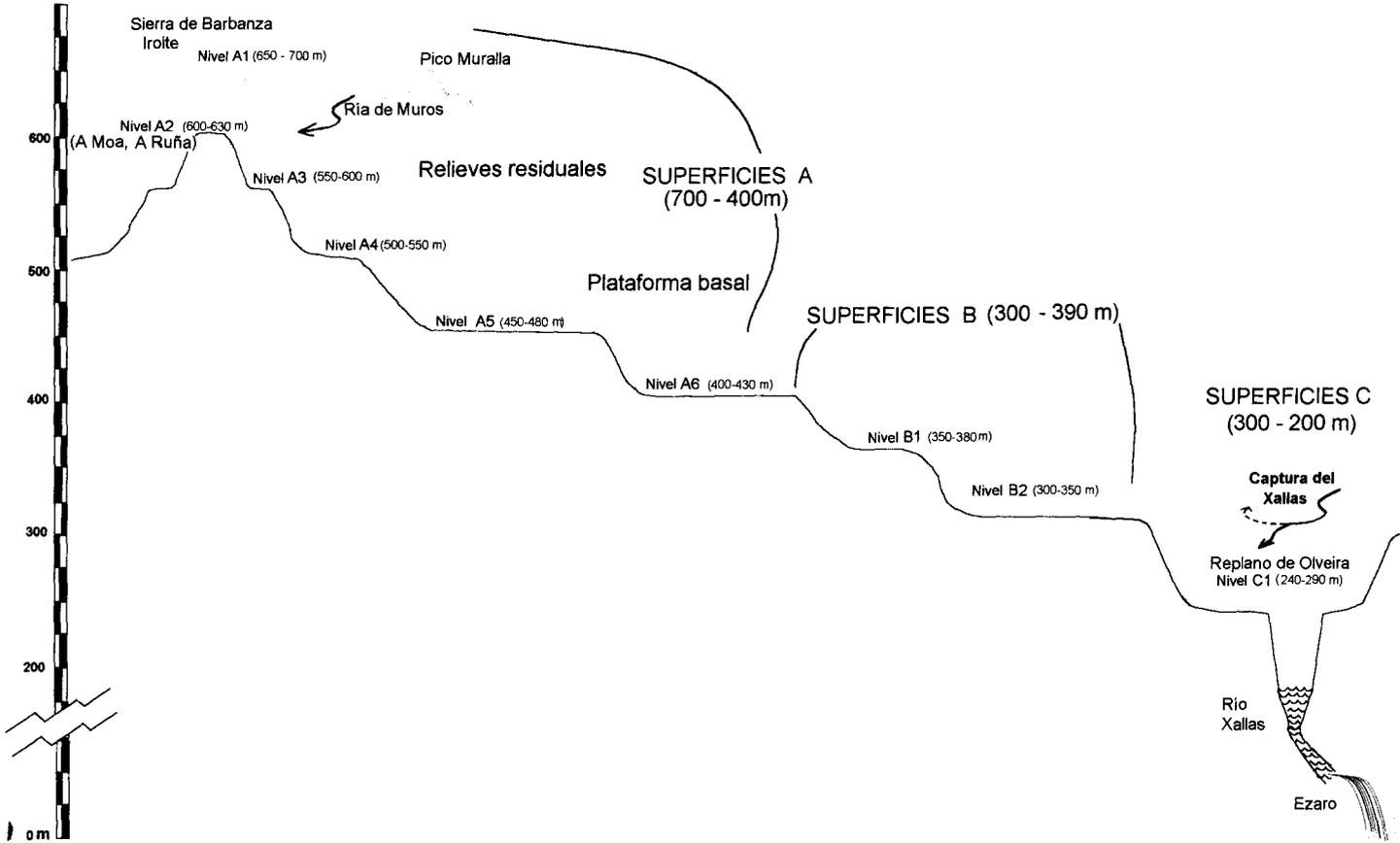


Fig. 3. Meseta de Santa Comba: Superficies de aplanamiento

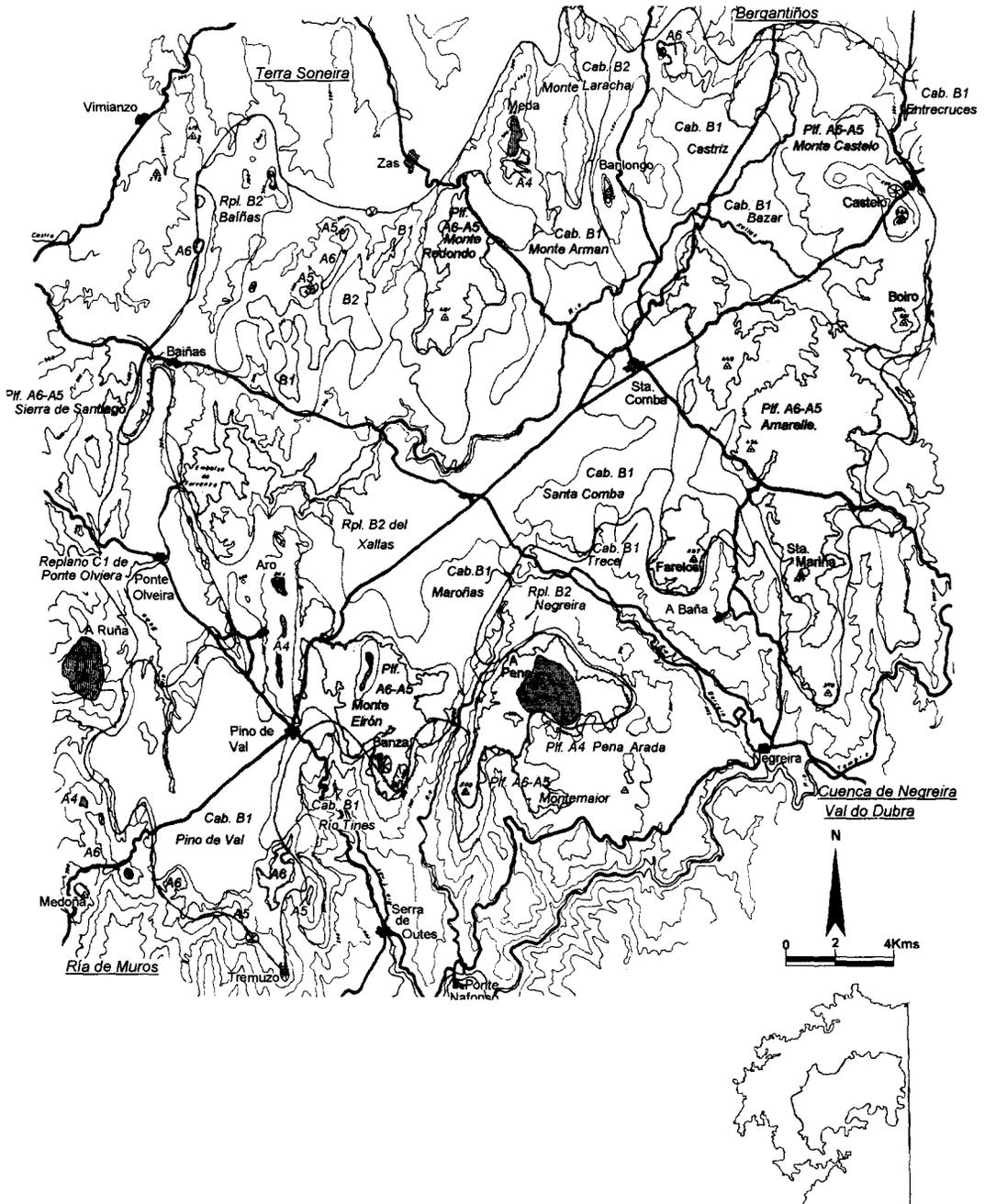


Fig. 4. Meseta de Santa Comba: Configuración geomorfológica

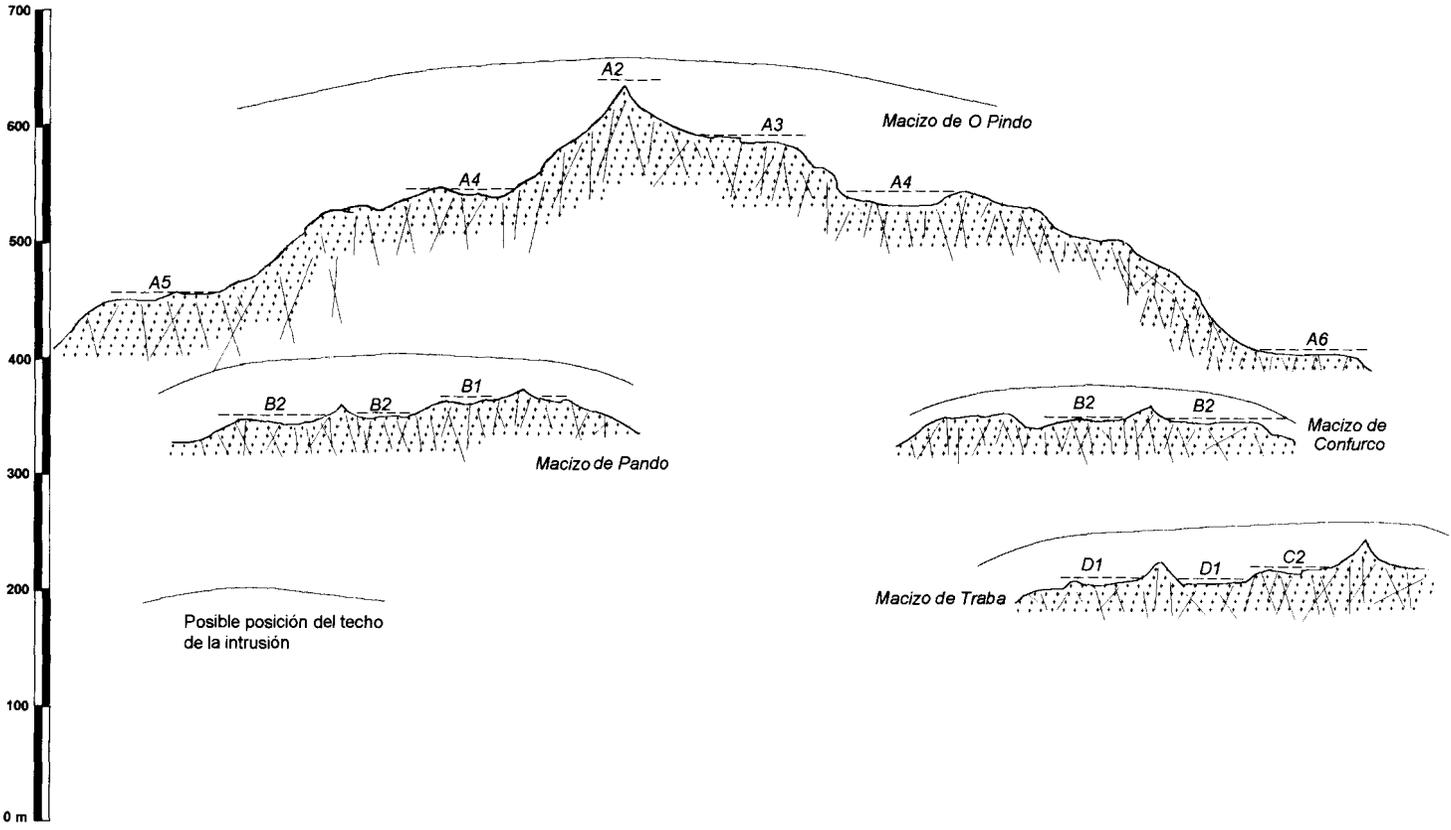
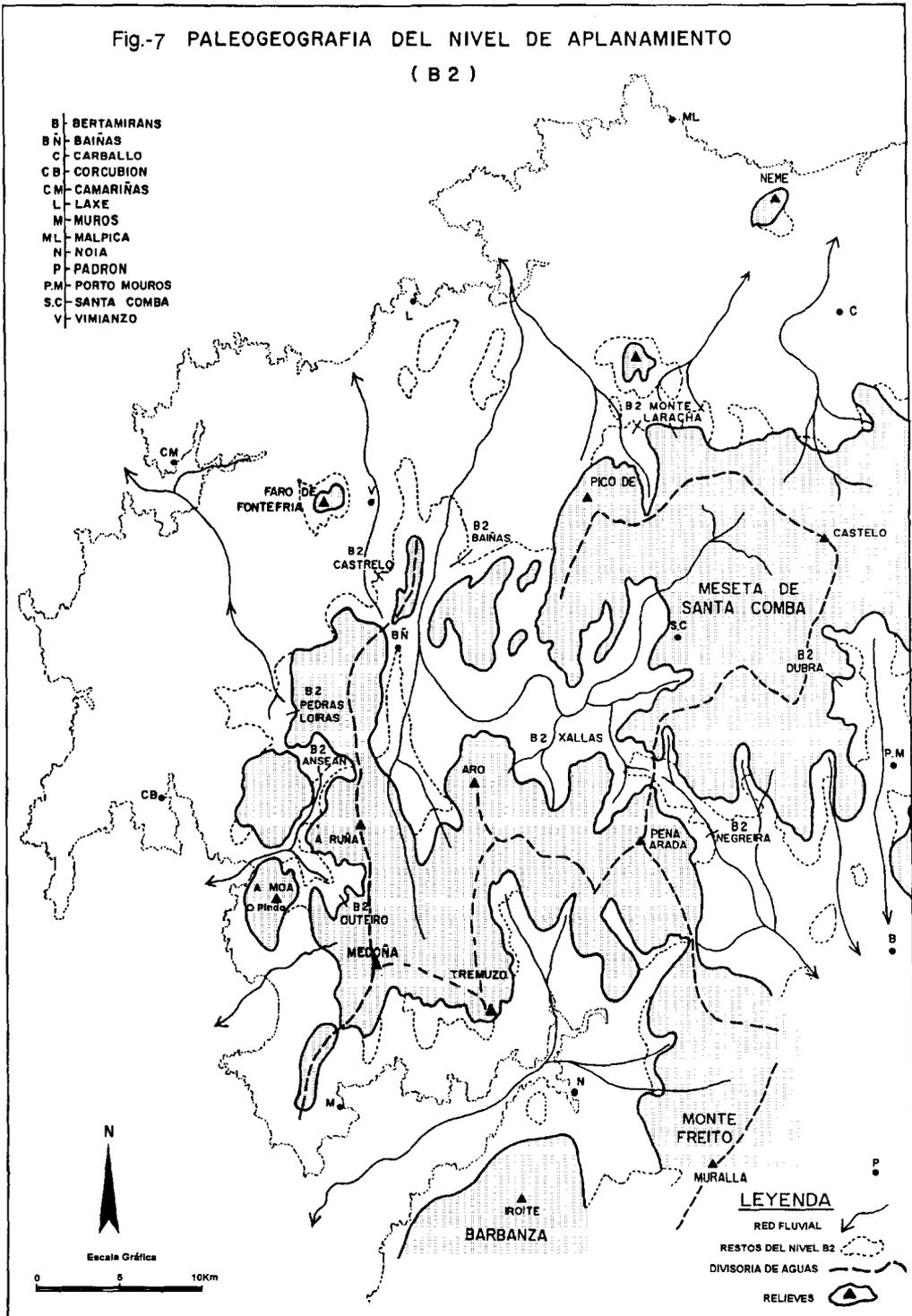


Fig. 5. Esquema de la posición morfológica de las intrusiones de macizos graníticos tardicinemáticos

Fig-7 PALEOGEOGRAFIA DEL NIVEL DE APLANAMIENTO
(B 2)



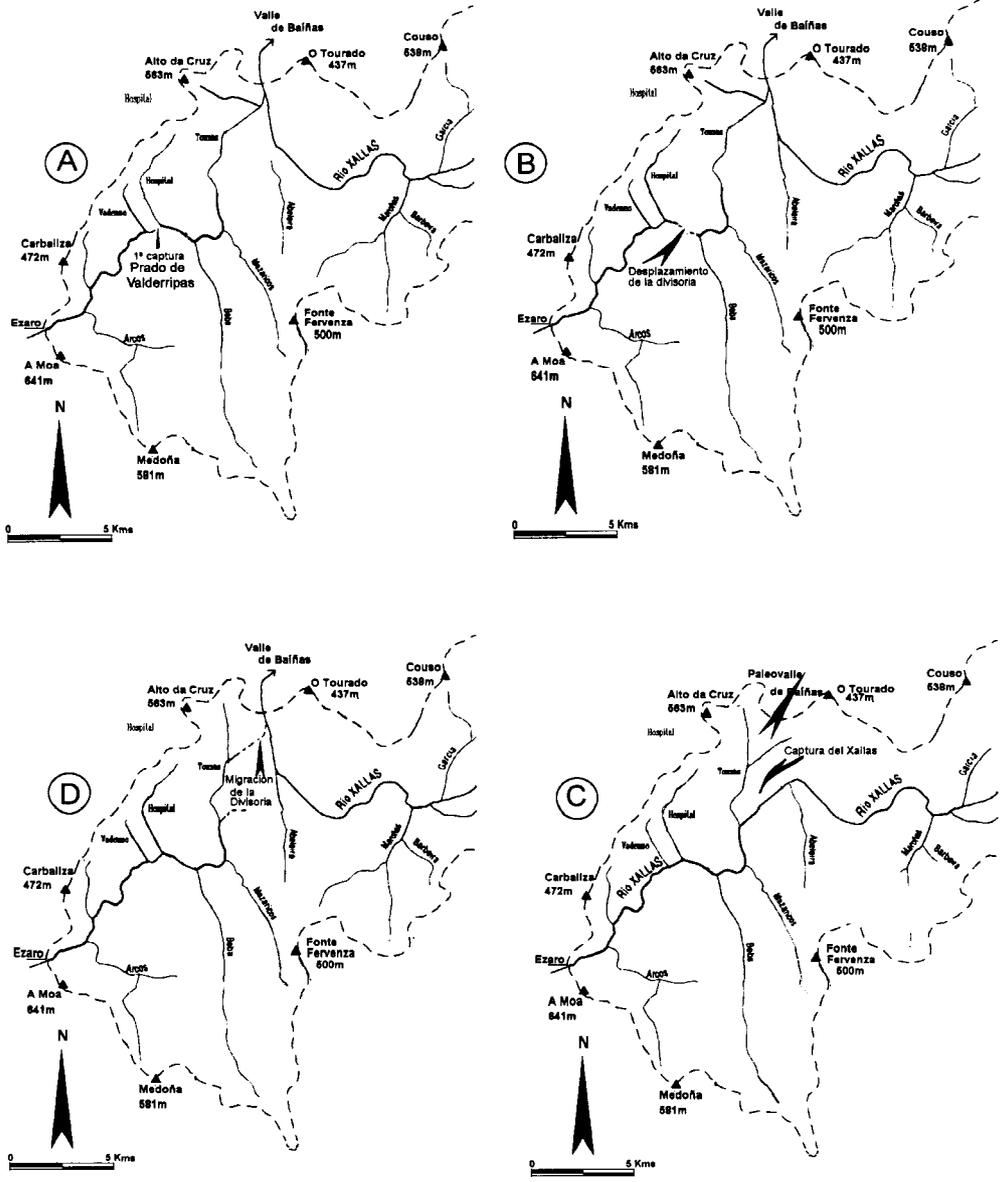


Fig.- 8 Las cuatro fases de la captura del Xallas.

7. BIBLIOGRAFÍA

- BIROT, P. y SOLÉ SABARIS, L., (1954). Recherches morphologiques dans le Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique. *Mem. et Doc. C.N.R.S.* 7: 61.
- CARLÉ, W., (1949). Las Rías bajas gallegas. *Est. Geográficos.* 35: 323-330.
- CHANTADA ACOSTA, J. R. (1996). El Arco Finisterrano: Geografía Física. In: *Galicia Geografía.* Ed. Hercules. Tomo XVIII. 372-433. Coruña.
- IGME, (1984). Mapa Geológico de España. E. 1/200.000. Hoja 7, SANTIAGO DE COMPOSTELA. Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria y Energía. Madrid. 99 pp.
- MARTÍN-SERRANO GARCÍA, A., (1988). *El relieve de la región occidental zamorana. La evolución geomorfológica de un borde del Macizo Hespérico.* Instituto de Estudios Zamoranos «FLORIAN DE OCAMPO» Diputación de Zamora. Zamora. 311 pp.
- MONGE GANUZAS, C. (1987). Estudio sedimentológico de la cuenca terciaria de Meirama. Un ejemplo de una cuenca sedimentaria sobre una falla de salto en dirección. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe.* XI: 51-67.
- NONN, H., (1966). Les régions cottières de la Galice (Espagne) Étude Géomorphologique. Tesis Doctoral. Les Belles Lettres. Faculte des Lettres de l'Universite de Strasbourg. 591 pp.
- PAGÉS VALCARLOS, J. L., (1996). La cuenca del Xallas y su entorno: Evolución cenozoica del relieve en el Oeste de la provincia de A Coruña. Tesis Doctoral Univ. Complutense Madrid. 300 pp.
- PAGÉS VALCARLOS, J. L.; VIDAL ROMANÍ, J.R.; ALONSO MILLÁN, A; (1996). Evolución cenozoica del sector Central del litoral atlántico de Galicia. Guía de la excursión pre-reunión. 15 pp. IV Reunión Nacional de Geomorfología. O Castro. Sada. A Coruña.
- PANNEKOEK, A. J., (1966 a). The geomorphology of the surroundings of the Ria de Arosa (Galicia, NW Spain). *Leidse Geol. Mededelingen.* 37: 7-32.
- PANNEKOEK, A. J., (1966 b). The ria problem. *Tijdschrift van het koninklijk Nederlandsch Aardrijkskundig Genootschap.* LXXXIII (3): 289-297.
- PANNEKOEK, A. J., (1970). Additional geomorphological data on the ria area of western Galicia (Spain). *Leidse Geol. Mededelingen.* 37: 185-194.
- RICHTHOFEN, F. F. von, (1901). Führer für forschungsreisende anleitung zu beobachtungen über gegenstände der physischen geographie und geologie. *Technische Hochschule Karlsruhe Lehrstuhl für Geologie.* 302-377.
- RODRÍGUEZ MARTÍNEZ-CONDE, R., (1979-80). Contribución al estudio de las superficies de erosión de Galicia la noroeste de la Dorsal. «*Geographica*» XXI, XXII. Homenaje a Solé Sabaris, 2: 195-200.
- SANTANACH, P.; BALTUILLE, J. M.; CABRERA, LL., MONGE, C.; SAEZ, A.; VIDAL ROMANÍ, J. R. (1988). Cuencas terciarias gallegas relacionadas con corredores de fallas direccionales. Simposio sobre Cuencas en Régimen Transcurrente. SGE. 1 23-133.
- SOLÉ SABARIS, L., (1982). Geografía Física en *Geografía de España y Portugal.* Montaner y Simón, Barcelona. 272. pp.
- TWIDALE, C.R., (1982). *Granite Landforms.* Elsevier. Amsterdam.
- TWIDALE, C.R., (1989). La antigüedad del paisaje australiano: Pruebas e implicaciones. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe.* XIII. 7-31.
- TWIDALE, C. R. y VIDAL ROMANÍ, J. R. (1994). The Pangean inheritance. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe.* 19: 7-36.
- VIDAL ROMANÍ, J. R. (1989) Geomorfología granítica en Galicia (NW España). *Cuad. Lab. Xeol. Laxe.* XIII: 89-163.

Recibido: 14/8/97

Aceptado: 10/11/97