LA VENTANA DEL RIO MONASTERIO Y LA TERMINACION MERIDIONAL DEL MANTO DEL PONGA

POR

M. JULIVERT

ABSTRACT

The southern part of the Ponga Nappe shows a similar structure to that of the northern half described in another paper, namely its setting due to decollement at the Middle Cambrian limestone formation and later deformation by folding. These two different deformation epochs developped several superposed structures, some of them typical of the whole nappe and other just found in the southern half. This superposition can be seen due to, 1) the folding of the nappe, 2) the formation of cross folds at the points where the shaly carbonifercus terranes had been previously folded during the first deformation, and 3) the thrusting of the autochtone over the nappe at some areas. In contrast with the northern part, where the nappe break in several thrusts of a lesser scale, to the South, the nappe ends at the Leon Line suggesting a southern termination related to strikslip faults. With regard to its location within the Hercynian Cordillera of NW Spain, several units can be described on the basis of their facies and structures forming several parallel archs that point towards the West. This nappe and the associated thrusts (Nappe Region) constitute one of these units wihch is bound by the Central Coal Basin to the East and surrounds the two eastern units knwn as the Picos de Europa, and the Pisuerga-Carrión Region. All of these units plus a new one situated to the West of the Central Coal Basin (Fold and Nappe Region), constitute a major unit within the Spanish Hercynian Cordillera, long time ago known as the Cantabrian Zone.

INTRODUCCION

Este trabajo se refiere a la terminación meridional del manto del Ponga y viene a ser un complemento al otro trabajo publicado también en este mismo volumen (JULIVERT, 1967), en el que se estudió la parte N de dicho manto y su evolución en este sentido hasta dar lugar a una serie de escamas de la región entre Cangas de Onís y Ribadesella. Por consiguiente muchos rasgos de esta región serán comunes con la estudiada en el otro trabajo citado. Por ello algunos aspectos, como por ejemplo la estratigrafía, serán tratados muy someramente. Asimismo por lo que concierne a los mecanismos de emplazamiento de los mantos y de su de-

formación posterior, las mismas conclusiones se alcanzan en esta región que en la parte septentrional del manto, éstas pueden ser pues extendidas aquí y por lo que se refiere a los ejemplos locales de los mismos hechos, basta una lectura del mapa para encontrarlos. Los objetivos principales de este trabajo son: a) mostrar el modo como el manto del Ponga evoluciona hacia el Sur, incorporándose una serie de escamas que hacia el Norte se independizan cobrando individualidad, b) discutir la terminación meridional de esta gran estructura. Asimismo va a discutirse la posición del manto del Ponga dentro del conjunto de la Cordillera y su relación con las estructuras que lo encuadran.

Para todo esto y como complemento del mapa publicado junto con el trabajo antes citado se incluye un mapa de la parte S del manto. Sobre esta área existe ya una documentación cartográfica bastante importante aunque ninguno de estos mapas incluye la totalidad de la región y por otra parte existen entre ellos algunas zonas poco conocidas. Para la elaboración del presente mapa se han tenido en cuenta los mapas existentes (JULIVERT, 1960; MARTINEZ, 1962; DE SITTER, 1962; SJERP, 1967) y además se han realizado una serie de nuevas observaciones sobre el campo durante los años 1964 y 1965. Desde el punto de vista cartográfico la región que más novedades presenta es la de la ventana del río Monasterio cuya existencia fue puesta de manifiesto en un trabajo anterior (JULIVERT, 1965) pero cuya estructura y cartografía de detalle no había sido aún publicadas.

ESTRATIGRAFIA

La sucesión estratigráfica al igual que para la parte septentrional del manto comprende dos unidades separadas por una laguna; un Cámbrico-Ordovícico formado principalmente por areniscas y un Carbonífero (al que en algunos puntos hay que añadir unos pocos metros de Devónico superior) calizo y pizarroso.

El Cámbrico-Ordovícico presenta de abajo arriba los siguientes niveles:

1) Dolomia y caliza de grano fino, 15 a 40 m. (Georgiense-Acadiense).
2) Caliza, frecuentemente de grano grueso, nodulosa, 15 a 30 m. (Acadiense).
3) Pizarras verdes con abundantes trilobites, 15 a 20 m. (Acadiense).
4) Areniscas glauconiticas y cuarcitas alternando con pizarras, 100 a 200 m. Acadiense-Potsdamiense-Tremadoc?).
5) Cuarcita blanca, maciza, con alguna intercalación de pizarras, generalmente de escasa importancia, 200 a 400 m. (Skiddaw).

El nivel 3 de pizarras, ha proporcionado una buena fauna de Trilobites, al igual que en la parte N del manto. Se ha recogido material en las siguientes localidades: cerca de Riosol, junto a la boca E de la

mina, en 5.ª planta; carretera al puerto de Tarna en el frente de la escama que se corta entre los Km. 11 y 12; cerca del Puerto de Vegarada, a unos 3,5 Km. al ENE del puerto, al S del Pico de Fuentes; en la ventana del río Monasterio, en la base de la más alta de las escamas, unos 2 Km. al SSW de Soto de Caso. Toda esta fauna es objeto de estudio por parte del Prof. Sdzuy. Una descripción más completa de todos estos niveles puede encontrarse en el trabajo ya citado así como en el de SJERP (1967).

A continuación existe una importante laguna estratigráfica que ha sido también descrita en el trabajo ya citado y que abarca hasta el Viseense, el Tournaisiense o el Devónico superior según las localidades. Este último ha sido reconocido en la región del Puerto de Tarna (VAN ADRICHEM BOOGAERT *et al.*, 1963), con un espesor de unos 10 m. Es posible además la existencia en otras localidades de unos pocos metros de areniscas atribuibles al Devónico y apoyándose sobre la cuarcita ordovícica, tal como se ha citado más al N (VAN ADRICHEM BOOGAERT 1967, PELLO 1967, MARCOS 1967).

Por lo que respecta al Carbonífero se encuentra la sucesión siguiente de abajo arriba:

1) Pizarras negras, visibles en la zona de Mampodre (SJERP, 1967) y en Oseja de Sajambre (JULIVERT, 1960, p. 105-109), ausentes o no determinadas en otras localidades, 10 a 15 m. (Tournaisiense).
2) Caliza griotte y radiolaritas, 15 a 30 m. (Viseense).
3) Caliza, por lo general gris oscura o negra, fétida (Caliza de Montaña), 100 a 300 m. (Namuriense).
4) Pizarras rojas y abigarradas con nódulos o capas delgadas de manganeso y capas o lentejones de caliza, en algunas localidades como al N de San Juan de Beleño, fuera del área que se describe aquí, desaparecen los tonos abigarrados y se pasa a una pizarra verde, 20 a 30 m. (Namuriense?).
5) Pizarras y areniscas de grano fino, finamente estratificadas, 300 a 400 m. (Westfaliense?).
6) Caliza gris o blanca con fusulinas ("Caliza Masiva" o Caliza de La Escalada), 150 a 300 m. (Westfaliense).
7) Pizarras, areniscas y bancos de caliza de un espesor que varía entre 1 y 10 m. 1.000 a 1.500 m (Westfaliense).
8) Pizarras y areniscas al parecer sin o con muy pocas intercalaciones de calizas, presentes sólo en algunos núcleos sinclinales de la región de la parte alta del Curueño (Westfaliense).

Para una descripción estratigráfica más detallada así como para una discusión más a fondo respecto a la edad pueden consultarse los trabajos ya citados. Lo único que podría añadirse es una discusión de la correlación entre los materiales que se superponen a la Caliza de Montaña en la Cuenca de Beleño (Manto de Beleño) y en la zona de Pueblo de Lillo, concretamente de la Caliza de La Escalada y el nivel con intercalaciones calizas que se le superpone. Desde el punto de vista litoestratigráfico existe una buena correlación, ya que también en la zona de Lillo y el Curueño se encuentra un nivel potente, situado a unos pocos cientos de metros por encima de la Caliza de Montaña y que forma los importantes relieves del

Susarón, La Peña de Aguila, así como los relieves que se encuentran al N de Villaverde de la Cuerna y Redipuertas. Por encima de éstas calizas se encuentra una potente sucesión de pizarras y en menor grado areniscas, con bancos de caliza de un metro o menos hasta algunas decenas de metros de espesor. Así pues, desde el punto de vista litoestratigráfico hay un buen paralelismo con la Cuenca de Beleño, aunque la caliza equivalente a la caliza de La Escalada de Beleño es menos compacta y comporta una multitud de intercalaciones de pizarras. En cuanto a la edad, los únicos datos disponibles son los publicados por Rácz (1966) que estudió las algas e incluye en su trabajo algunos datos sobre las fusulinas; según este autor (1966, fig. 2) se reconocería la subzona B de la zona de *Profusulinella* y la subzona A de la de *Fusulinella;* la edad sería del Moscoviense inferior. El problema que puede plantearse en relación con la Cuenca de Beleño es si la edad se mantiene o si estas calizas son oblícuas con respecto a las líneas isócronas.

TECTONICA

La estructura general del manto del Ponga y las unidades locales de su parte S

La estructura del Manto del Ponga se caracteriza porque hacia el N se van individualizando una serie de escamas que reducen progresivamente la envergadura del manto hasta que al N del paralelo de Infiesto-Cangas de Onís se manifiestan tan sólo una serie de escamas, todas ellas de una importancia similar. Debido a esta estructura se ha utilizado un nombre único (Manto del Ponga) para todo el conjunto y además una serie de nombres locales para designar las partes resultantes de la progresiva reducción del manto hacia el N.

La incorporación de escamas al manto de N a S se hace empezando por las más orientales. La escama de Espinaredo queda incorporada en la zona de Beleño (Manto de Beleño); la de Campo de Caso a la altura de la ventana del río Monasterio, finalmente las de Rioseco y Laviana, en la zona de Redipuertas-Puebla de Lillo. Así, pues, como consecuencia de ello, en la zona del Puerto de Tarna aparece un gran manto único (Manto de Tarna) que rodea en forma de semiventana a la zona de la cabecera del río Esla, entre el Puerto de Tarna y Burón (para más detalles véase Julivert, 1965).

La disposición descrita, la deformación sufrida con posterioridad al emplazamiento de los mantos y la erosión, permiten distinguir una serie de pequeñas unidades de disposición aparentemente caótica si no se encuadran dentro del conjunto del manto; estas unidades son las siguientes: Al W, las escamas de Laviana y Rioseco, que llegan en forma

individualizada hasta la zona entre el Puerto de Vegarada y Puebla de Lillo. Al N se encuentra una zona estrecha y alargada que se extiende desde la ventana del río Monasterio por Peña Ten y por Niajo, enlazando con los Beyos y que separa la cuenca de Beleño (Manto de Beleño) al N, del Manto del Tarna, al S; esta zona es comparable con la que más al N constituye la ventana del río Color que hacia el E se relaciona también con los Beyos, pero por su extremo N. Finalmente, en torno a la cabecera del Esla se dispone el Manto de Tarna formado en su parte septentrional por una zona con carácter sinclinal que incluye la zona de Tarna y el valle de Sajambre; otras zonas son la que forman un conjunto de pliegues entre el Puerto de Tarna y Puabla de Lillo, el klippe de Valdosín-Zalambral, y la zona S de Mampodre. A todo esto hay que añadir la aparición de escamas secundarias por debajo del manto principal (en la ventana del río Monasterio, en la región de Riosol, al S de Mampodre, etc) y, finalmente, la existencia de acumulaciones de caliza semejantes a las de los Beyos aunque de menos importancia (Mampodre, zona al W de Riaño).

Las escamas de Rioseco y de Laviana.—Son dos escamas muy simples que corresponden perfectamente al prototipo de los mantos y escamas cantábricas. La escama de Rioseco cabalga siempre por encima de la Caliza de La Escalada; hacia el S, inmeditamente encima de este nivel, hacia el N va ascendiendo progresivamente hasta pasar a cabalgar niveles más altos. De todos modos, visto en conjunto, hay un paralelismo entre el cabalgamiento y la caliza de La Escalada. La escama de Laviana cabalga a un nivel mucho más bajo; en buena parte de su recorrido (extremo S) cabalga a la cuarcita ordovícica de la escama de Rioseco; en otros puntos se cabalga a niveles más altos pero siempre por debajo de la Caliza de La Escalada.

La ventana del río Monasterio.—Se encuentra al S de Soto de Caso y está disecada por el pequeño río Monasterio. Al igual que la ventana del río Color, aunque en menor número, aparecen en ella una serie de láminas superpuestas tectónicamente. Por debajo de la superficie de cabalgamiento más alta se ve aflorar todavía otra escama en cuya base se encuentra el Láncara, como de costumbre; en esta escama existe la particularidad de que la cuarcita ordovícica se encuentra muy reducida y en algunos puntos incluso, la Caliza de Montaña se apoya directamente sobre el Cámbrico. Este hecho, conocido ya de otras localidades, debe interpretarse como debido a la erosión anterior al Carbonífero, o mejor aún, al Devónico final. Por debajo de esta escama aparece aún una Caliza de Montaña que al igual que para los materiales más bajos de la ventana del río Color no es posible definir si se trata de otra lámina cabalgante o de un material parautóctono más o menos despegado y corrido.

La zona de Peña Ten y Niajo.—Aunque se trata de la misma alineación, la zona de Peña Ten y de Niajo presenta una serie de diferencias con respecto a la ventana del río Monasterio. En efecto, en vez de una serie de escamas despegadas al nivel de Láncara se tiene un amontonamiento de calizas que afloran formando Peña Ten en una especie de Ventana Tectónica aunque no completamente aislada y que en Niajo se ven aparecer por debajo y por delante del manto. La estructura es en todo semejante a Los Beyos. En la zona de Niajo (extremo S del desfiladero de Los Beyos) se observa perfectamente este apilamiento de láminas de Caliza de Montaña separadas por estrechas franjas de caliza griotte viseense. En la zona de la cumbre de Niajo se ven muy bien estos paquetes de caliza de montaña superpuestos describiendo una serie de arcos concéntricos con su concavidad hacia el NE. El arco no llega a ser completo ya que todo este conjunto es cortado por su parte SE por un accidente orientado aproximadamente NE-SW, que forma el contacto con el Valle de Sajambre.

La ventana tectónica del río Monasterio, Peña Ten y la zona de Niajo corresponde a un anticlinal alargado que no es más que la parte oriental del anticlinal de Caleao; esta estructura, posterior al emplazamiento de los mantos (véase el otro trabajo antes citado) es la que da lugar al carácter de ventana que tiene toda esta alineación.

La zona sinclinal de Tarna y el Valle de Sajambre.—A la alineación anticlinal antes descrita, sigue hacia el S una zona sinclinal, el sinclinal de Felechosa-Tarna, cuyo extremo E, desplazado por el juego de la falla de Ventaniella es el Valle de Sajambre. Esta estructura siclinal, muy simple y clara cuando deforma a las escamas de Laviana y Rioseco, se reconoce aún bien en Tarna, pero queda cada vez más enmascarada hacia el E. Inmediatamente al E de la falla de Ventaniella su flanco S queda enmascarado por el flanco del klippe de Valdosín-Zalambral, siendo en cambio visible su flanco N cabalgante sobre la masa caliza de Peña Ten. Hacia Sajambre las condiciones se invierten, su flanco N se enmascara por el recabalgamiento del autóctono relativo de la zona S de los Beyos (Niajo-Peñas de Beza) sobre el manto, originado durante la deformación que sufrieron los materiales después de su emplazamiento. En cambio, el flanco S se observa muy bien al SE de Oseja de Sajambre desde Pica Ten (no confudir con Peña Ten) hacia Pico Jario. La terminación perisinclinal NE está también enmascarada por el contacto con los Picos de Europa.

El klippe de Valdosín-Zalambral.—Se trata del mayor de los klippes de la Cordillera Cantábrica, roto en dos y desplazadas sus dos mitades por la falla de Ventaniella. Su estructura es la de un braquisinclinal.

La zona de pliegues entre Tarna y Puebla de Lillo.—La estructura que sigue hacia el S al Sinclinal de Felechosa-Tarna es el Anticlinal de

San Isidro, que al W es un anticlinal simple que deforma las escamas de Laviana y Rioseco. Más al E en cambio, esta estructura simple da lugar a la aparición de una serie de pliegues más apretados aunque de estructura bastante regular. En esta región existe sólo la particularidad de que por delante y por debajo del manto aparecen en Riosol un par de escamas menores en las que la Caliza de Montaña se apoya sobre un pequeño espesor de Devónico superior y éste, a su vez, directamente sobre el Cámbrico, al igual que sucedía en una de las escamas de la ventana del río Monasterio.

La zona al S de Mampodre.—Está formada por dos unidades tectónicas superpuestas cuya relación tectónica con el manto de Tarna o con la Escama de Rioseco, que llega hasta Cofinal, no es clara, debido a una falla E-W que pasa por Cofiñal. De todos modos, aunque las relaciones de detalle puedan quedar enmascaradas se trata de masas cabalgantes ligadas al manto de Tarna; la más alta puede considerarse como su prolongación directa y la inferior como una escama secundaria, en relación con las de Riosol. La prolongación meridional de estas estructuras, es decir, del manto, no está muy clara ya que no aparece la cuarcita, que es el nivel que permite trazar cómodamente los mantos. No obstante, parece ser que forma un arco, en la parte cóncava del cual y en posición sinclinal quedan todas las calizas westfalienses alternando con pizarras, de la zona de Lois, Ciguera y Salamón. Así, pues, el manto después de formar un último arco alcanzaría la falla de León (León Line de De Sitter) en Salomón quedando interrumpido y perdiéndose en este punto. Por delante del manto, en este sector, se encuentra un pequeño macizo calizo que forma la zona del Pico Yordas, entre Burón y Riaño; esta acumulación de calizas se puede comparar con la de Mampodre y por consiguiente con la de Los Beyos.

Las acumulaciones de calizas de Mampodre y Pico Yordas.—Inmediatamente por delante del manto se sitúan dos masas de caliza, la de Mampodre y la de Pico Yordas, esta última menos importante. Su significación y estructura es comparable a Los Beyos. Particularmente las estructuras de Mampodre y de Los Beyos son del mismo tipo; no obstante, el volumen de calizas es aquí mucho menos importante.

La edad de la deformacion

Sobre este punto se quieren puntualizar sólo dos hechos referentes ambos al emplazamiento de los mantos. En primer lugar que la escama de Rioseco cabalga claramente a los niveles de calizas westfalienses (caliza de la Escalada y nivel con intercalaciones de calizas que se le superpone. Este hecho tiene importancia porque se ha dudado del carácter que tiene el contacto en el frente de la escama de Forcada (De Sitter,

1962, SJERP, 1967). Ahora bien, si la estructura del Westfaliense frente a esta escama puede justificar alguna duda sobre si estos materiales fosilizan o no el frente de cabalgamiento, no puede existir duda alguna por lo que respecta a sus relaciones con la escama de Rioseco, basta observar el mapa y los cortes de la fig 4 para darse cuenta de ello; en el corte de Vegarada el Westfaliense termina en sinclinal frente a la escama de Forcada, respecto a la de Rioseco se coloca claramente debajo.

Otro hecho a destacar es que el Manto del Ponga en su parte S (región en torno a la Cabecera del Esla y del Puerto del Pontón), cabalga al Westfaliense con niveles de conglomerados cuarcíticos que forma la serie del Pontón. Alineados cerca de la zona de contacto se colocan muy frecuentemente una serie de retazos de caliza de significación tectónica oscura (JULIVERT, 1960, mapa). La edad de esta serie del Pontón no puede determinarse exactamente aunque se ve relacionada con el conglomerado de Curavacas y debe por tanto ser de edad Westfaliense.

Estos hechos significan que los mantos se han emplazado o se han terminado de emplazar después del depósito de los materiales westfaliense citados. Cuando se conozca con exactitud la edad de este Westfaliense y el significado de la discordancia de Curavacas podrán darse más precisiones.

TECTÓNICA SUPERPUESTA

La superposición de estructuras formadas en tiempos diferentes es un rasgo fundamental dentro de la Tectónica cantábrica. En diversas ocasiones se han descrito ya con mayor o menor extensión, las deformaciones que afectan a los montes cantábricos (DE SITTER, 1959, 1960; JULIVERT, 1965, 1967), y todo el mundo está de acuerdo en la existencia de diferentes etapas de deformación (WAGNER, 1959, 1963; DE SITTER, 1961) aunque no siempre ha habido acuerdo en cuanto a su número, importancia o efectos producidos.

En la región estudiada los primeros signos de movimientos existentes se produjeron con anterioridad al depósito del delgado Devónico superior de la región del Puerto de Tarna y dieron lugar a la erosión que barrió la cuarcita ordovícica, dando lugar a que el Devónico citado se apoye directamente sobre el Cámbrico en parte de una de las escamas del río Monasterio, en las escamas del Riosol y en la parte E de Peña Polinosa, en Mampodre. Sobre estos movimientos, que se han equiparado desde antiguo a los movimientos bretónicos (COMTE, 1959; WAGNER, 1963; SJERP, 1967) se ha hablado ya suficientemente; un resumen histórico sobre el tema se puede encontrar en WAGNER (1963, p. 115). Por lo que respecta a su posible importancia se hicieron ya las consideraciones adecuadas en el otro trabajo ya citado, que complementa el presente.

Por lo que respecta a las deformaciones de edad Carbonífera, en este sector, al igual que en la parte septentrional del Manto del Ponga, se observa una superposición de dos deformaciones diferentes; hecho que alcanza su máxima claridad en el emplazamiento de los mantos y su deformación posterior. Al igual que en otros trabajos van a considerarse solamente estas dos etapas de deformación, ya que han quedado inscritas de un modo diferente, aunque cada una de ellas pudo desde luego formarse en más de una pulsación y además se dejan con ello por el momento de tener en cuenta los movimientos más recientes.

Sobre el modo como estas dos etapas se han inscrito en los mantos (emplazamiento y plegamiento) no hace falta insistir; véase para ello el trabajo sobre la parte septentrional del manto del Ponga.

Un hecho sobre el que interesa, en cambio, insistir, es sobre la presencia de dos direcciones de pliegues que se cruzan y que pueden observarse tanto en la Cuenca de Beleño como en la zona comprendida entre los rios Porma y Curueño. En la Cuenca de Beleño existe un gran sincli-

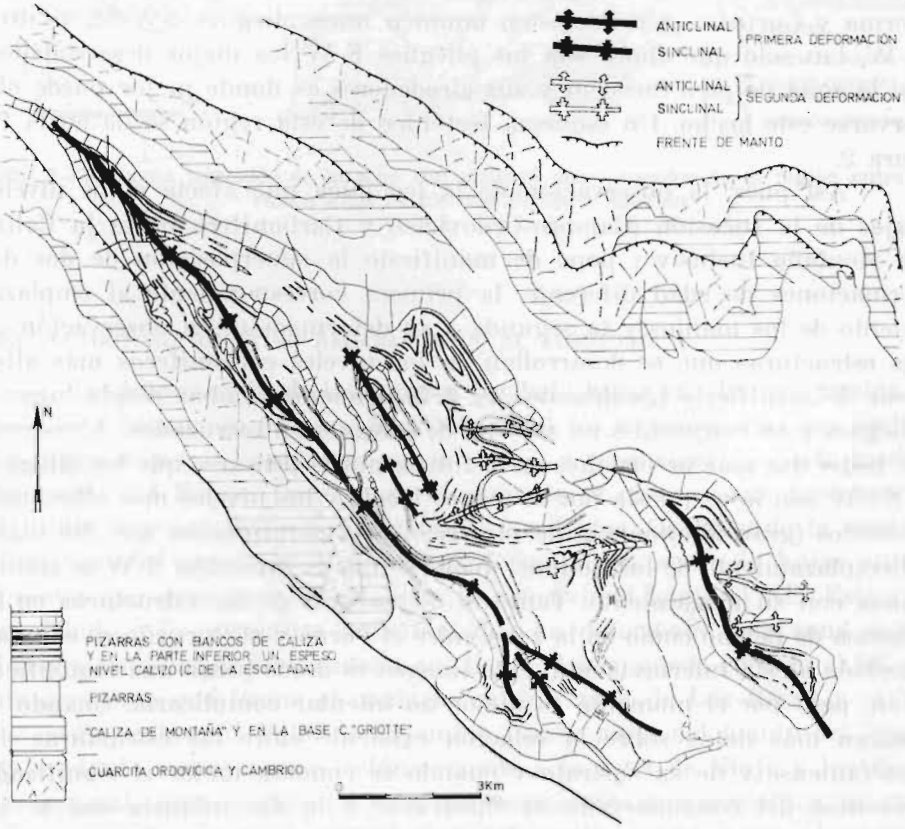


Fig. 1.—Esquema tectónico de la zona con pliegues entrecruzados del núcleo de la Cuenca de Beleño

nal orientado de NW a SE que dibuja muy bien el nivel calizo de La Escalada y el conjunto con intercalaciones calizas que se le superpone. Hacia su terminación NW se trata de un sinclinal único, en su parte central se observan dos núcleos sinclinales; hacia el SE, después de un accidente que se orienta a lo largo del arroyo de Ventaniella, aparece un sinclinal simple (sinclinal del Collado Zorro). Estas estructuras orientadas NW-SE han sufrido un replegamiento por otras estructuras orientadas E-W y que son menos prominentes que las primeras. El sinclinal de Collado Zorro está fuertemente afectado por esta segunda deformación; este hecho puede verse tanto en su flanco NE como en su flanco SW, especialmente en la zona de Sobrefoz. Este tipo de estructuras se observan también claramente en la zona de Tiatordos y a ellas se deben los arcos que describe la caliza en la zona del pico de Tiatordos y que dan lugar a la concavidad llamada La Copa, al SE de Tanda; un esquema tectónico de esta región puede verse en la figura 1. Los ejes de estos pliegues suelen ser muy inclinados, hecho que viene determinado por la inclinación de los flancos de los pliegues de la primera generación.

Algo completamente similar se observa en la región entre los ríos Porma y Curueño. Allí coexisten también unos pliegues NW-SE y otros E-W, tan solo que ahora son los pliegues E-W los mejor desarrollados. En la zona de pico Susarón y sus alrededores es donde mejor puede observarse este hecho. Un esquema tectónico de esta región se da en la figura 2.

Así pues, la observación de la tectónica que afecta a los niveles bajos de la sucesión (Cambro-Ordovícico y Carbonífero hasta la Caliza de Montaña inclusive) pone de manifiesto la superposición de dos deformaciones de edad diferente, la primera correspondiente al emplazamiento de los mantos y la segunda a su deformación. La observación de las estructuras que se desarrollan en los niveles carboníferos más altos pone de manifiesto igualmente dos deformaciones, ambas dando lugar a pliegues y en conjunto a un sistema de pliegues entrecruzados. A reservas de poder dar más precisiones en el futuro puede pensarse que los pliegues NE-SW son la respuesta por lo menos local de los niveles más altos, más plásticos (gran abundancia de pizarras), a la deformación que dio lugar al emplazamiento de los mantos, mientras que la dirección E-W es simultánea con su plegamiento. Tanto la disposición de las estructuras en la Cuenca de Beleño como en la zona entre el Porma y el Curueño se adaptan también a esta interpretación. Esta imagen es desde luego una simplificación, pero por el momento es mejor no intentar complicarla. Cuando se tengan más datos sobre la relación existente entre las estructuras del Estefaniense y de su sustrato y cuando se conozca mejor el significado tectónico del conglomerado de Curavacas y la discordancia que se ha citado en su base (Kanis 1956, Wagner 1965) se podrá perfeccionar más este esquema.

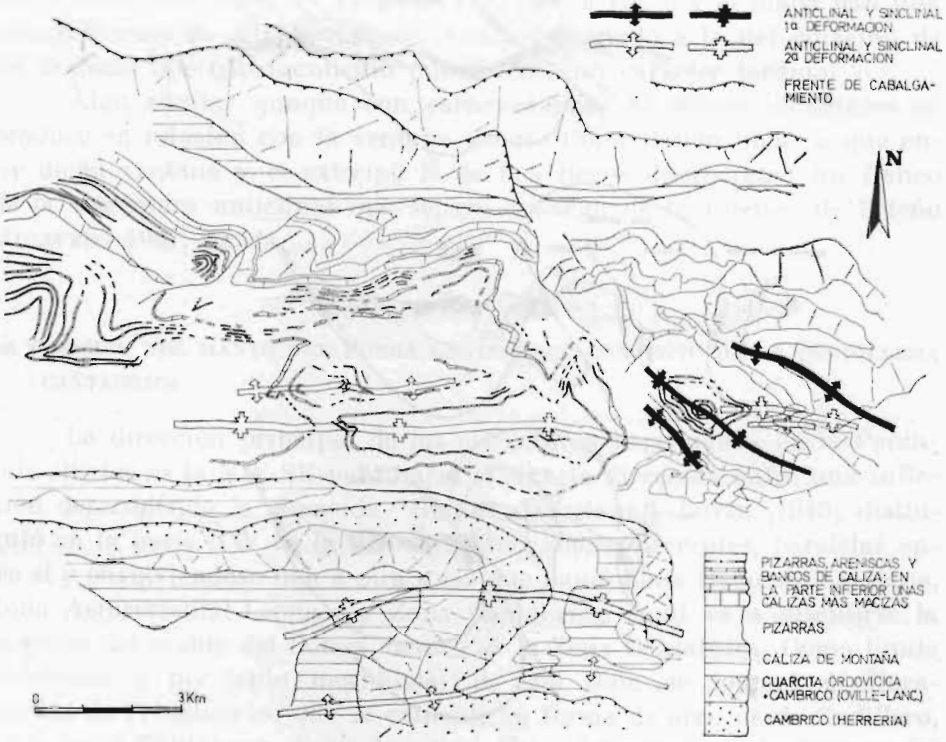
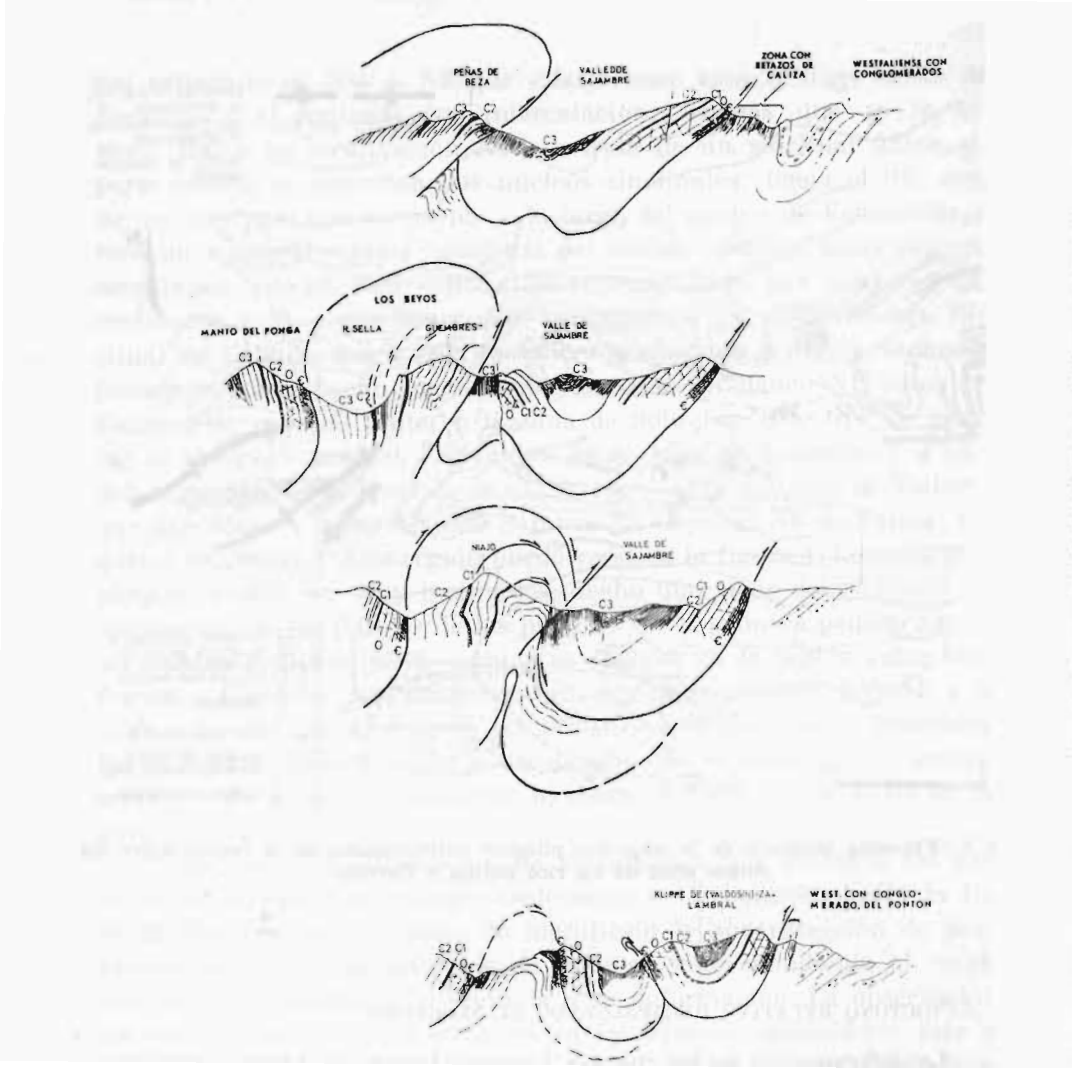


Fig. 2.—Esquema tectónico de la zona con pliegues entrecruzados de la región entre los cursos altos de los ríos Porma y Carrión

El Autoctono relativo recabalgando al aloctono

La deformación de los mantos ha dado lugar en algunos puntos no sólo a la formación de pliegues afectando a los mismos, sino que incluso en algunos casos el autóctono relativo llega a recabalgar en cierta medida al manto del Ponga. Donde más claramente se observa este hecho es en el límite entre el Valle de Sajambre y Los Beyos. Observando la zona de Niajo puede verse cómo las calizas forman una serie de hojas superpuestas que describen un arco con la concavidad hacia el NE. Este arco es debido a la estructura anticlinal que ha deformado esta zona dando lugar al carácter de semiventana que tiene; el arco queda cortado al SE por un accidente que forma el contacto entre a zona de Los Beyos y el Valle de Sajambre. El Valle de Sajambre forma parte del manto del Ponga y por tanto se superpone tectónicamente a la zona de Niajo y los Beyos en general, pero al producirse el replegamiento de los mantos, el anticlinal de Niajo se falló por su flanco SE cabalgando a su aloctono el manto del Ponga en el sector de Sajambre. Este accidente se prosigue



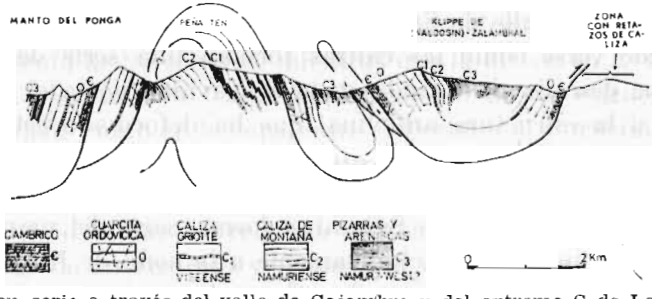


Fig. 3.—Cortes en serie a través del valle de Sajambre y del extremo S de Los Beyos, que ponen de manifiesto el cabalgamiento del autóctono relativo de Los Beyos sobre el valle de Sajambre y cortes a través del klippe de Valdosín-Zalambral (cortes NW-SE; véase su posición en el mapa)

por el S de Beza hasta los Picos de Europa. La fig. 3 y el mapa dan una idea suficiente de esta estructura. Aunque asociado a la deformación de los mantos, este cabalgamiento puede tener un carácter tardío.

Algo similar aunque con características de detalle diferentes se produce en relación con la ventana del río Color dando lugar a que entre dicha ventana y el extremo N de Los Beyos desaparezca un flanco de la estructura anticlinal que separa Sebarga de la Cuenca de Beleño (JULIVERT 1967, fig. 1).

LA POSICION DEL MANTO DEL PONGA DENTRO DEL CONJUNTO DE LA CORDILLERA CANTABRICA

La dirección principal de las estructuras hercinianas en la Península Ibérica es la NW-SE pero hacia el N, esta dirección sufre una inflexión describiendo la conocida "Rodilla Asturiana". LOTZE (1945) distinguió en la parte NW de la Península tres zonas diferentes, paralelas entre sí y envolviéndose una a otra a las que llamó Zona Galaico-Castellana, Zona Asturoriental-Leonesa y Zona Cantábrica. Aquí va a discutirse la posición del manto del Ponga, dentro de la Zona Cantábrica. Como límite occidental (y por tanto meridional) de esta zona se tomará el afloramiento de Precámbrico que se extiende en forma de arco desde Cudillero, en la costa Cantábrica, hasta hundirse bajo el terciario de la Cuenca del Duero, en el sector de Riello y La Magdalena y que ya en otra ocasión se denominó Anticlinorio del Narcea (JULIVERT & PELLO 1967).

Al E del Anticlinorio del Narcea, es decir, en la Zona Cantábrica, pueden distinguirse varias unidades que se llamarán: a) Región de Pliegues y Mantos; b) Cuenca Carbonífera Central; c) Región de Mantos; d) Picos de Europa; e) Región del Pisuerga-Carrión. Cada una de estas unidades tiene unas características estratigráficas y estructurales propias.

La Región de Pliegues y Mantos, tiene como rasgo estratigráfico principal la presencia del Devónico, ampliamente representado en afloramientos. El Silúrico, el Ordovícico y el Cámbrico afloran en mucha menor extensión y el segundo de ellos es incompleto. El carbonífero si se exceptúan algunos afloramientos de Estefaniense, se limita al Namuriense o Westfaliense más bajo. Tan sólo en el extremo SE, la unidad no responde a estas características estratigráficas y presenta una sucesión comparable a la de la Región de Mantos. Estructuralmente se caracteriza por la coexistencia de cabalgamientos (algunos de ellos de las dimensiones de un manto) y de pliegues.

La Cuenca Carbonífera Central está formada en afloramiento exclusivamente por el Carbonífero, sólo en su borde oriental, que cabalga hacia el E aparecen los niveles inferiores, pero este borde puede considerarse ya dentro de la unidad siguiente.

La Región de Mantos se caracteriza desde el punto de vista estratigráfico por la existencia de una gran laguna que abarca desde el techo del Skiddaw hasta la base del Carbonífero (o la parte más alta del Devónico). Tectónicamente su rasgo más importante es la existencia de una serie de cabalgamientos de componente horizontal grande que alcanza su máxima expresión en el Manto del Ponga. En cierto modo toda esta región está formada por dicho manto y estructuras subordinadas.

Al E del Manto del Ponga, y escamas con él asociadas se encuentran dos unidades más, que aparecen por tanto por debajo y por delante del Manto. Estas dos unidades son: los Picos de Europa al N y la región del Pisuerga-Carrión al S. La primera de estas unidades, que desde el punto de vista geológico comprende también a Los Beyos, está formada exclusivamente por caliza carbonífera; aunque su estructura no se conoce, Los Beyos pueden dar una cierta idea de ella.

La zona del Pisuerga-Carrión se sitúa al S de los Picos de Europa, se extiende por la parte alta de las cuencas del Pisuerga y del Carrión, y por la cabecera del Esla. Contrasta fuertemente con los Picos de Europa por la escasa importancia que tienen en ella las calizas. En esta región aflora el Silúrico, el Devónico con una facies diferente (facies palentina de BROWER, 1964) a la de la región de Pliegues y Mantos y un Carbonífero caracterizado por la existencia de potentes masas de con-

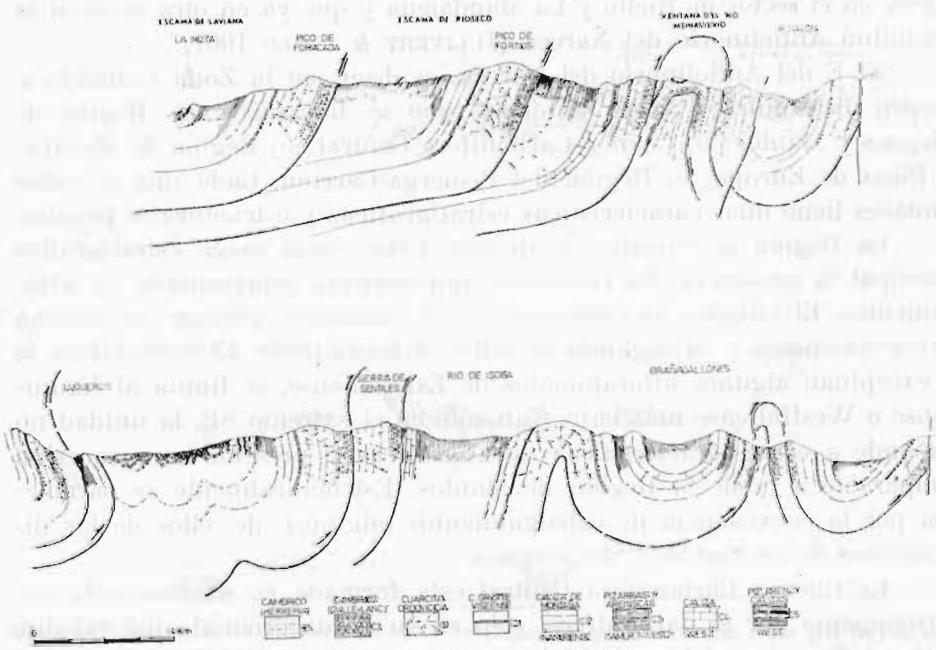


Fig. 4.—Cortes entre el borde de la Cuenca Carbonífera Central (Escama de Laviana) y la ventana del Río Monasterio

glomerado de edad Westfaliense; el conglomerado de Curavacas concretamente ha sido datado como Westfaliense B (WAGNER 1965).

La relación entre la Región de Mantos, es decir del Manto del Ponga y escamas con él asociadas y la Cuenca Carbonífera Central es clara. La Cuenca Carbonífera rodea en arco a la Región de Mantos y su mismo borde oriental cabalgando hacia el interior del arco se incorpora a ella y al manto del Ponga. Por lo que se refiere a la relación entre el manto del Ponga y las unidades más orientales, la posición es también clara. El manto cabalga tanto a los Picos de Europa como a la Región del Pisuerga-Carrión, en su extremo más occidental, es decir, en la zona de la cabecera del Esla. El manto del Ponga rodea el conjunto de las dos unidades; muy claramente por lo que se refiere a su rama septentrional que bordea los Picos por el N (MARCOS 1967, mapa), de un modo incompleto por el S ya que el manto del Ponga se interrumpe en la falla de León (León Line de DE SITTER, 1962), al igual que la Cuenca Carbonífera Central en su extremo SE, formado por la zona de calizas westfalienses de Lois-Ciguera-Salamón.

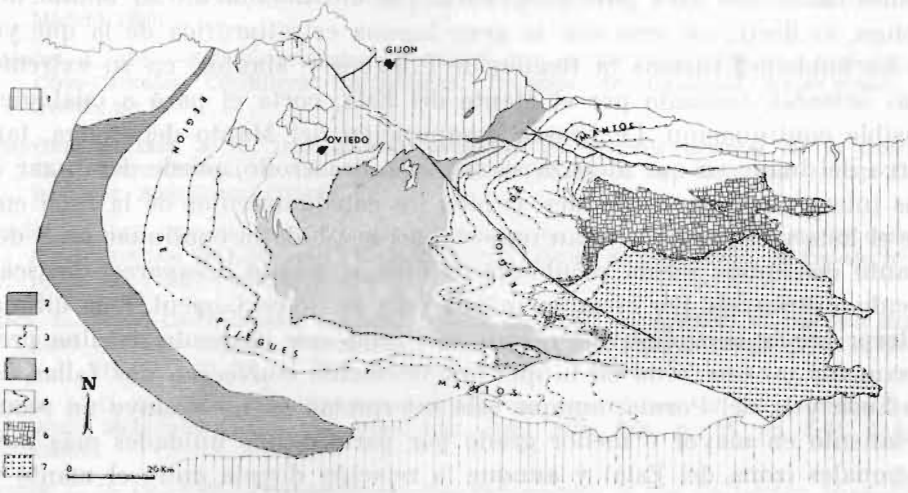


Fig. 5.—Esquema de las unidades geológicas de la Zona Cantábrica. 1) Cobertera mesozoico-terciaria. 2) Precámbrico del núcleo del Anticlinorio del Narcea (se ha prescindido del Estefaniense que lo recubre en parte). 3) Región de Pliegues y Mantos. 4) Cuenca Carbonífera Central (Su borde E cabalgante participa ya de las características de la Región de Mantos). 5) Región de Mantos. 6) Picos de Europa (incluyendo Los Beyos) y pequeños macizos de caliza, situados en el frente del manto del Ponga (Peña Ten, Mampodre, Pico Yordias). 7) Región del Pisuerga-Carrión

Así pues, dentro de la Zona Cantábrica, las tres unidades más occidentales que la forman (Región de Pliegues y Mantos, Cuenca Carbonífera Central, Región de Mantos) forman tres zonas paralelas describiendo un arco y envolviéndose una a otra. Estas tres zonas se correspon-

den en sus líneas generales con tres zonas isópicas diferentes, aunque puede existir alguna divergencia en el detalle: así por ejemplo la sucesión que se presenta en el extremo E de las escamas de Forcada y Bodón, es igual a la que existe en la Región de Mantos y no a la de la Región de Pliegues y Mantos a la que pertenecen. En cambio, las dos unidades situadas más al E (Picos de Europa y Región del Pisuerga-Carrión) no presentan esta disposición. En efecto, ninguna de ellas forma un arco continuo por delante del Manto del Ponga, aunque en varios lugares se presentan acumulaciones de calizas en su frente (Los Beyos, Peña Ten, Mampodre, Pico Yordas). Un problema muy importante que queda planteado en la actualidad es la relación existente entre estas dos unidades orientales.

La terminacion meridional del Manto del Ponga

Como acaba de verse, el Manto del Ponga queda interrumpido al S en la falla de León. Además tampoco se encuentra al S de esta línea una continuación del área paleogeográfica que dio nacimiento al Manto del Ponga, es decir, un área con la gran laguna estratigráfica de la que ya se ha hablado. Además la Región de Pliegues y Mantos, en su extremo más oriental, formado por el Manto del Esla, corta el paso a cualquier posible continuación. La brusca desaparición del Manto del Ponga, tan cerca del lugar en que alcanza su máximo desarrollo, puede dar lugar a dos interpretaciones diferentes. O bien los cabalgamientos de la zona entre el Esla y el Porma son tan importantes que toda la continuación S del Manto del Ponga queda recubierta. O bien el manto desaparece bruscamente terminando por ejemplo en una falla de décrochement. Esta última interpretación es sugestiva teniendo en cuenta que el manto termina precisamente en una zona en la que prácticamente convergen dos fallas, la de León y la del Porma, aunque esta interpretación no excluye un recubrimiento en mayor o menor grado por parte de las unidades más meridionales (zona del Esla) y aunque la relación directa entre el manto y las posibles fallas es difícil de establecer debido a que éstas, o por lo menos la de León, aparecen en la actualidad como fallas póstumas. En conjunto la red de fallas que afecta a la Zona Cantábrica es póstuma, una observación de esta red y su comparación con las zonas paleogeográficas y unidades descritas para la Zona Cantábrica pone de manifiesto la falta de relación existente. Debido a este carácter póstumo y a la serie de deformaciones y enmascaramientos que ha podido sufrir un accidente antiguo en una región de la historia de la Cordillera Cantábrica resulta difícil precisar más en torno a esta posible terminación del Manto del Ponga.

BIBLIOGRAFIA

BROWER, A., 1964.—Deux facies dans le Devonien des Montagnes Cantabriques Meridionales, *Breviora Geol. Asturica*, Año 8, n.º 1-4, pp. 3-10, Oviedo.

COMTE, P., 1959.—Recherches sur les terrains anciens de la Cordillère Cantabrique, *Mem. Inst. Geol. Min. Esp.*, t. 60, pp. 1-440, 6 fig., 1 map., Madrid.

JULIVERT, M., 1960.—Estudio Geológico de la Cuenca de Beleño (Valles altos del Sella, Ponga, Nalón y Esla), *Bol. Inst. Geol. Min. Esp.*, tomo 71, pp. 1-346, 72 fig., 17 fotos, 1 map., Madrid.

JULIVERT, M., 1965.—Sur la tectonique hercynienne à nappes de la Chaîne cantabrique (étude géologique de la région à l'Est du bassin central, Espagne), *Bull. Soc. Géol. Fr.*, t. 7 (7.ª serie), n.º 4, pp. 644-651, 2 fig., Paris.

JULIVERT, M., 1967.—La ventana tectónica del rio Color y la prolongación septentrional del manto del Ponga (Cordillera Cantábrica, España), *Trabajos de Geología*, Universidad de Oviedo, n.º 1.

JULIVERT, M. & PELLO, J., 1967.—Las dos etapas de deformación herciniana en la Cordillera Cantábrica y el trazado de sus estructuras. *Acta Geol. Hispánica*, Año 2, n.º 4, pp. 77-81, 2 fig., Barcelona.

KANIS, J., 1956.—Geology of the eastern zone of the Sierra del Brezo (Palencia, Spain), *Leidse Geol. Meded.*, vol. 21, pp. 377-445, 27 fig., 3 lám., 1 map. y 2 lám. f. t., Leiden.

LOTZE, F., 1945.—Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta, *Geotekt. Forsch.*, Heft. 6, pp. 78-92, Berlin. (Trad. en *Publ. Extr. Geol. Esp.*, tomo 5, pp. 149-166, Madrid 1950).

MARCOS, A., 1967.—Estudio geológico del reborde NW de los Picos de Europa (Región de Onis-Cabrales, Cordillera Cantábrica), *Trabajos de Geología*, Universidad de Oviedo, n.º 1.

MARTINEZ ALVAREZ, J. A., 1962.—Estudio geológico del reborde oriental de la Cuenca Carbonifera Central de Asturias. 1 vol. texto, 232 pp., 35 fig., 25 láms.; 2 map. f. t., Inst. Est. Asturianos, Oviedo.

PELLO, J., 1967.—Estudio geológico de la prolongación del borde oriental de la cuenca minera central de Asturias (NW de España) *Trabajos de Geol.* Univ. de Oviedo n.º 1, pp. 27-38, 1 fig., 1 map., Oviedo.

RÁCZ, L., 1966.—Carboniferous calcareous algae and their associations in the San Emiliano and Lois-Ciguera Formations (Prov. Leon, NW Spain), *Leidse Geol. Meded.*, t. 31, pp. 1-112, 25 fig., 13 lám., 1 tab., 1 lám. f. t., Leiden.

SITTER, L. U. De., 1959.—The Rio Esla nappe in the zone of Leon of the Asturian Cantabric Mountain Chain, *Not. Com. Inst. Geol. Min. Esp.*, n.º 56, pp. 3-24, 6 fig., Madrid.

SITTER, L. U. De., 1960.—Crossfolding in non-metamorphic of the Cantabrian Mountains and in the Pyrenees. *Geol. en Mijnbouw*, Jaar. 22, n.º 39, pp. 189-194, 6 fig., Gravenhage.

SITTER, L. U. De., 1961.—Establecimiento de las épocas de los movimientos tectónicos durante el Paleozoico en el cinturón meridional del orógeno cántabro-astur. *Notas y Com. Inst. Geol. Min. Esp.*, n.º 61, pp. 51-61, Madrid.

SITTER, L. U. De., 1962.—The structure of the Southern slope of the Cantabrian Mountains, *Leidse Geol. Meded.*, vol. 26, pp. 255-264, 3 lám. f. t., Leiden.

SJERP, N., 1967.—The Geology of the San Isidro-Porma area (Cantabrian Mountains, Spain), *Leidse Geol. Meded.*, vol. 39, pp. 55-128, 62 fig., 2 lám., 1 map. y 2 lám. f. t., Leiden.

VAN ADRICHEM BOOGAERT, H. A., 1967.—Devonian and Lower Carboniferous Conodonts of the Cantabrian Mountains (Spain) and their stratigraphic application, *Leidse Geol. Meded.*, vol 39, pp. 129-192, 68 fig., 3 lám., Leiden.

VAN ADRICHEM BOOGAERT, H. A.; BREIMER, A.; KRANS, Th. F. & SJERP, N., 1963.—A new stratigraphic interpretation of Paleozoic sections in the region between San Isidro Pass and Tarna Pass (Province of Leon, Spain), *Not. y Com. Inst. Geol. Min. Esp.* n.º 70, pp. 131-135, 1 fig., Madrid.

WAGNER, R. H., 1959.—Sur la presence d'une nouvelle phase tectonique "leonienne" d'âge Westfalien D dans le Nord-Ouest de l'Espagne, *C. R. Ac. Sc.*, t. 249, pp. 2804-2806. Paris.

WAGNER, R. H., 1963.—A general account of the Palaeozoic Rocks between the Rivers Porma and Bernesga (Leon, NW. Spain), *Bol. Inst. Geol. Min. Esp.*, t. 74. 163 pp., 33 fig., Madrid.

WAGNER, R. H., 1965.—Paleobotanical dating of Upper Carboniferous folding phases in NW Spain, *Mem. Inst. Geol. Min. España*, tomo 66. pp. 1-169, 1 fig., 77 láms., Madrid.