

from the Arroyacas section are illustrated in Plate I). Thus, the Robledo Formation is not at all Arenigian in age as implied by AMBROSE (and is obviously not correlated with the Barrios Formation); the Arroyacas Formation at AMBROSE's fossil locality is certainly not age-equivalent with the Formigoso Formation of León (instead, the Arroyacas accumulated during the Silurian-Devonian transition, just as the upper portion of the San Pedro Formation of León, or the Luesma Formation in Teruel and Zaragoza). AMBROSE's correlations are thus quite erroneous. The Carazo Formation in the Araúz valley is latest Ludlovian through Gedinnian in age and corresponds with southernmost portion of the Arroyacas valley section.

At this time, it is difficult to determine whether there are tectonic complications in the section exposed at the Arroyacas River; one notices a curious fact, though: in what AMBROSE indicates as the geologically oldest part of the sequence (the Robledo Formation), there are abundant triradiate specimens of *N. carminae*, together with other forms that are known to be more common in the Earliest Devonian than in the Latest Silurian. These forms appear to be absent in the Arroyacas Formation. Furthermore, the Carazo Formation of the Araúz River section—although falling in the same suite and being of about the same age as the southern portion of the Arroyacas valley section—has somewhat different assemblages. Both sequences are, therefore, certainly not exact chronological equivalents. As the Arroyacas Formation is, however, older than the Carazo in the Araúz valley section, the existence of an as yet unrecognized tectonic complication in the Arroyacas valley section appears to be logical.

In conclusión: The Robledo, Carazo, and Arroyacas Formations of Northwestern Palencia are of Latest Silurian through Earliest Devonian age. The geographically southernmost samples of the Robledo Formation have yielded the most advanced palynological assemblages; the series of thick shales and sandstones and quartzites must therefore be marked by a tectonic complication or, alternately, the top and bottom of the stratigraphic sequence of the Arroyacas valley section—as figured by AMBROSE (1974: fig. 2) should be reversed.

AMBROSE, T. (1974).—The Lower Palaeozoic Rocks of Northern Palencia *Breviora* 14, (4), pp. 49-53.

CRAMER, F. H. & RODRÍGUEZ, R., in: LOBATO, L. *et al.* (1977).—Descripción de la Formación Carazo de la Provincia de Palencia, España: Edad palinológica de su miembro inferior: Ludloviense medio o superior. *Breviora* (en prensa).

Jürgen Kullmann, Claus-Dieter Reuther & Reinhard Schönenberg (*).—LA TRANSICION DEL ESTADIO GEOSINCLINAL A LA OROGENESIS EN LA FORMACION VARISCICA DE LA CORDILLERA CANTABRICA (**).

En la Universidad de Tübingen (República Federal de Alemania), se ha constituido bajo la dirección de los profesores Kullmann y Schönenberg, un grupo

(*) Universidad de Tübingen.

(**) Este artículo es la contribución n.º 51 del proyecto «Asociaciones Fósiles» en el «Sonderforschungsbereich 53» («Paleoecología») de la Universidad de Tübingen. Hemos de agradecer al Prof. Dr. J. GÓMEZ DE LLARENA (Madrid) la traducción al español del presente artículo.

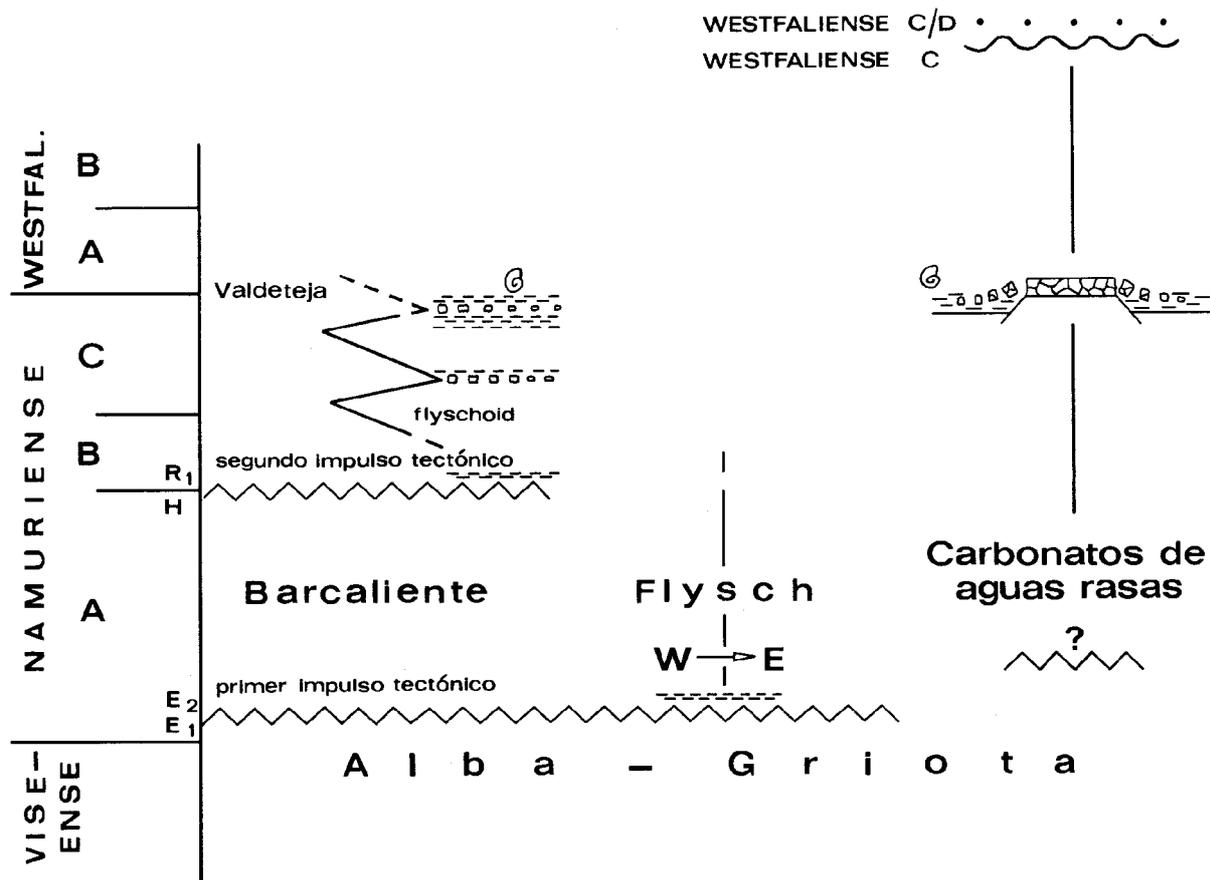


Fig. 1.-Descripción esquemática de los tres estadios de evolución de los terrenos variscos en la Cordillera Cantábrica (escala arbitraria). Estadio 1: Devónico (en negro: corteza terrestre superior; en punteado: materiales anómalos acumulados en el manto). Estadio 2: Viseense (Griota Alba: nódulos negros). Estadio 3: Namuriense-Westfaliense. a) hasta el piso R₁ del Namur B; Griota Alba, Caliza de Cañones (rayas verticales), brechas, flysch (rayas horizontales). b) paso del Namuriense C al Westfaliense A (anticlinal con laguna estratigráfica, caliza arrecifal y el escombro arrecifal se endentan con sedimentos pelíticos y flyschoides). c) Westfaliense A/B-D (discordancia, conglomerado, calizas coralígenas (en negro), capas de carbón (sombreado). Las restantes explicaciones se proporcionan en el texto.

de trabajo que se propone estudiar las relaciones existentes entre las condiciones esencialmente tectónicas, nacidas al formarse un geosinclinal, y sus efectos sobre el desarrollo de los organismos vivos. La formación del geosinclinal proporcionó nuevas posibilidades ambientales que determinaron un cambio en la flora y fauna. Objetivo de estas investigaciones es la obtención de un modelo paleoecológico basado en la evolución de un ámbito geosinclinal que abarque las modificaciones que lo transforman en una cordillera orogénica. Para llevar a cabo nuestro propósito, hemos escogido la Cordillera Cantábrica en el Norte de España.

Los trabajos, iniciados en el otoño de 1972, dieron como inmediato resultado la comprobación de la existencia de 3 fases en el desarrollo de la formación variscica a partir del devónico (KULLMANN & SCHONENBERG, 1975) (fig. 1):

1.º En el devónico se organiza una amplia cuenca en la cual aparece una división en umbrales, al mismo tiempo que en aquella se define una subsidencia general. Esta fase la llamamos «estadio diferencial del geosinclinal».

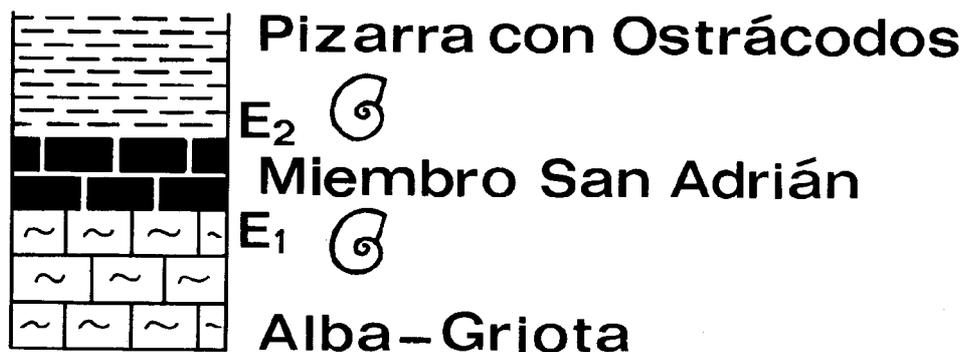


Fig. 2.-Estratigráfico esquemático del dominio E₁ -serie Adrián- E₂, en la zona Sur de la Cordillera Cantábrica.

2.º) En el carbonífero inferior se establece una nivelación, relativamente extensa del relieve que también alcanza, probablemente, a las zonas marginales del geosinclinal. Es el «estadio de nivelación».

3.º) En el carbonífero superior se acentúa nuevamente la diferenciación, definiéndose zonas o regiones de levantamiento y de hundimiento, que llevan a consolidarse en el plegamiento y la emersión del orógeno. Esta fase se denomina «estadio diferencial de la orogénesis».

De las circunstancias faciales se deducen oscilaciones batimétricas relativamente potentes y de gran amplitud en el transcurso del estadio primero (Devónico), o entre los estadios primero y segundo (Carbonífero inferior). Por razones de carácter isostático, tales circunstancias llevan a referirnos a los resultados de la *sismología* como, por ejemplo, los obtenidos en la corteza terrestre (véase *Tectonophysics*, vol. 20, 1973). Esto se observa con clara nitidez en la reducción cortical que muestra la figura 1, bajo la cuenca devónica del estadio primero.

Un especial interés ofrece el «estadio de nivelación» del carbonífero inferior:

a) Comparando entre sí los sectores que poseen una sedimentación semejante, en los orógenos de edad caledónica con otros de edad variscica y alpídica, obtenidos después de la fase geosinclinal y *antes* del plegamiento orogénico, se ha llegado a distinguir estas mismas estructuras en diversas cadenas montañosas.

b) La facies del carbonífero inferior de toda la Cordillera Cantábrica y, probablemente otras más alejadas hasta llegar a los Pirineos occidentales, está constituida por una serie de estratos relativamente monótona, de escasa potencia, en parte condensada, pobre en depósitos bentónicos, de pizarras negras, calizas nodulosas rojas, grises, y radiolaritas.

c) Sin que sea necesario fijarse en un nivel batimétrico concreto, se puede decir que tales sedimentos de la facies batial corresponden al estadio primero (Devónico). La subsidencia diferenciada del estadio primero resulta así convertida en una transición o paso más o menos uniforme.

d) Por consiguiente, la reducción cortical supuesta bajo la cuenca devónica (fig. 1) durante el carbonífero inferior, se amplía ahora a todo el ámbito geosinclinal. Según todos los datos disponibles, la reducción cortical de las cadenas cantábricas no ha llegado a alcanzar la formación de la corteza «oceánica».

e) La reducción del espesor de la corteza terrestre se considera actualmente, tanto por los geólogos como por los geofísicos, como una hipótesis esencial para que se realice la orogénesis en el dominio continental (CLOSS, 1964; FEDOTOW, 1965; PAKISER & ROBINSON, 1966; K. SCHMIDT, 1968; R. TRUMPY, 1971; 1975).

Entre todos estos puntos de vista, nosotros situamos el «estadio de nivelación», en el carbonífero inferior, bajo condiciones especiales, ya que separa la dinámica geosinclinal de la dinámica orogénica. La placa de sedimentación más o menos horizontal, facilita que la deformación progresiva de los estratos llegue hasta el estadio de la molasa. Además, tenemos así la posibilidad de aclarar el ciclo evolutivo de la «zona gris», comprendida entre el geosinclinal y el orógeno.

Se aclara expresamente que los hallazgos y conclusiones estratigráficas, faciales y tectónicas dadas a conocer en este trabajo, sólo son válidas para la región que ha sido objeto de levantamientos por parte de nuestro equipo de trabajo. Por lo tanto, no se cuestionan puntos de vista discrepantes, obtenidos en estudios efectuados en otras localidades del variscico de la Cordillera Cantábrica.

Se toma como punta de partida, las circunstancias sedimentarias viseenses, que están representadas en la Cordillera Cantábrica por la formación de la «Alba Griota» (fig. 2). Esta formación abarca los terrenos comprendidos entre el viseense inferior y el namuriense inferior bajo (E_2). Típicos elementos de esta formación son las calizas rojas o grises y nodulosas, que en la parte superior quedan a menudo interrumpidas por las calizas oscuras del miembro Adrián. Los depósitos finales de esta formación Alba Griota están constituidos, bien por calizas y margas nodulosas amarillentas o grises, bien por las pizarras de entomozoos (pizarras arcillosas abigarradas con ostrácodos del género *Truyolsina* BECKER & BLESS (en BECKER, BLESS & KULLMANN, 1975) que, aproximadamente, se corresponden a las capas Olaja de la formación Olleros, definida por WAGNER, WINKLER PRINS & RIDING, 1971).

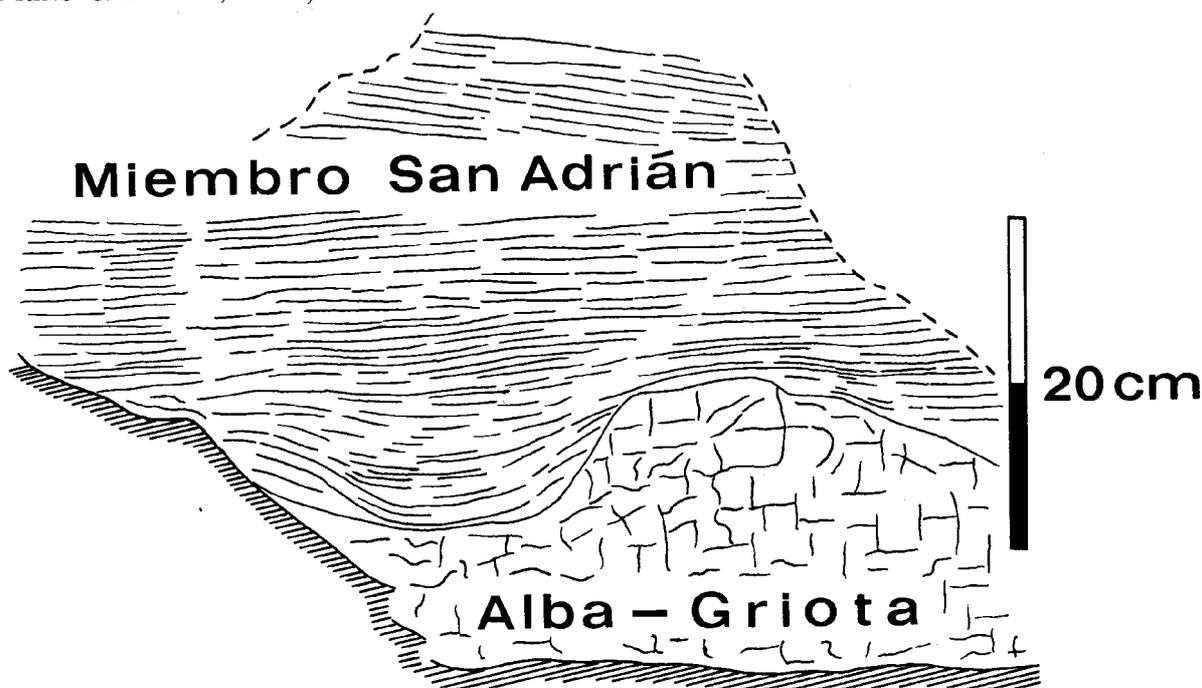


Fig. 3.—Discordancia Griota Alba/miembro Adrián en Sobrepeña (al Oeste de Cistierna, Prov. León).

La serie Adrián (miembro San Adrián de la formación Alba Griota), está limitada en la base por las calizas nodulosas del piso inferior de *Eumorphoceras* (E_1), mientras que en el techo está limitada por el piso superior de *Eumorphoceras* (E_2). La serie Adrián está constituida por calizas oscuras, laminares, en parte bioturbadas, con algunos lentejones delgados fosilíferos. Litológicamente, el miembro Adrián muestra un paralelismo fuerte con la formación Barcaliente, que en muchos sitios aparece superpuesta sobre E_2 .

Resulta muy característico en el miembro Adrián el frecuente acuñamiento total que se presenta a distancias breves. El máximo espesor que alcanza esta serie en San Adrián, es de unos 22 metros. Localidad tipo: San Adrián, Hoja 104, Loc. N.º 48/2 (coordenadas: Long. 1º 37' 17" W; Lat. 42º 50' 30" N).

Durante el namuriense E_1/E_2 se presenta el «primer impulso tectónico» después del estadio de nivelación (fig. 4), que se reconoce por los siguientes fenómenos:

1) En E_1 , en una gran extensión aparecen brechas sedimentarias. Existen datos seguros de que tales brechas no son diagenéticas, sino que se han originado por movimientos tectónicos sinsedimentarios.

2) El miembro Adrián se acuña a una breve distancia, y en su lugar se presentan brechas calcáreas.

3) Existen discordancias de erosión situadas entre E_1 y el miembro Adrián, así como también entre el miembro Adrián y las pizarras abigarradas (fig. 3).

Enlazadas con el primer impulso tectónico, se desarrollan diferenciaciones faciales de gran amplitud (fig. 4):

1.-A lo largo del margen de la Cordillera Cantábrica, las pizarras abigarradas de ostrácodos del namuriense E_1 , pasan a convertirse en flysch silicático.

2.-Al Norte del flysch del margen sur de la Cordillera Cantábrica, se extienden las calizas oscuras de la formación Barcaliente.

3.-Las calizas neríticas, con corales y algas, se extienden en amplia extensión del domo de Valsurvio al Este. (Dejamos de citar las facies especiales que aquí se forman.)

Esta diferenciación facial formada después del primer impulso tectónico, se halla en clara contradicción con la monotonía facial anterior. En cuanto a la extensión y desarrollo de las unidades faciales podemos comprobar lo que sigue: el flysch del borde sur se acuña de Oeste a Este en la Peña Corada (Cistierna, Provincia de León). Por tal motivo la relación entre arena y arcilla se hace también cada vez menor hacia el Este. Todas las marcas de corrientes hasta ahora observadas, llevan el rumbo de Oeste a Este. La caliza Barcaliente de la formación Caliza de Montaña resulta ser una caliza alodápica distal, es decir, una turbidita calcárea. Estas observaciones inéditas fueron realizadas en la parte meridional de la Cordillera Cantábrica, por el Dr. C. HEMLEBEN, del Instituto Geológico y Paleontológico de Tübingen. Hasta ahora no hemos hallado ninguna evidencia segura de rizaduras de corrientes, ya que la caliza está constituida por granos y láminas muy finas. Al Oeste de la región en estudio, la caliza Barcaliente

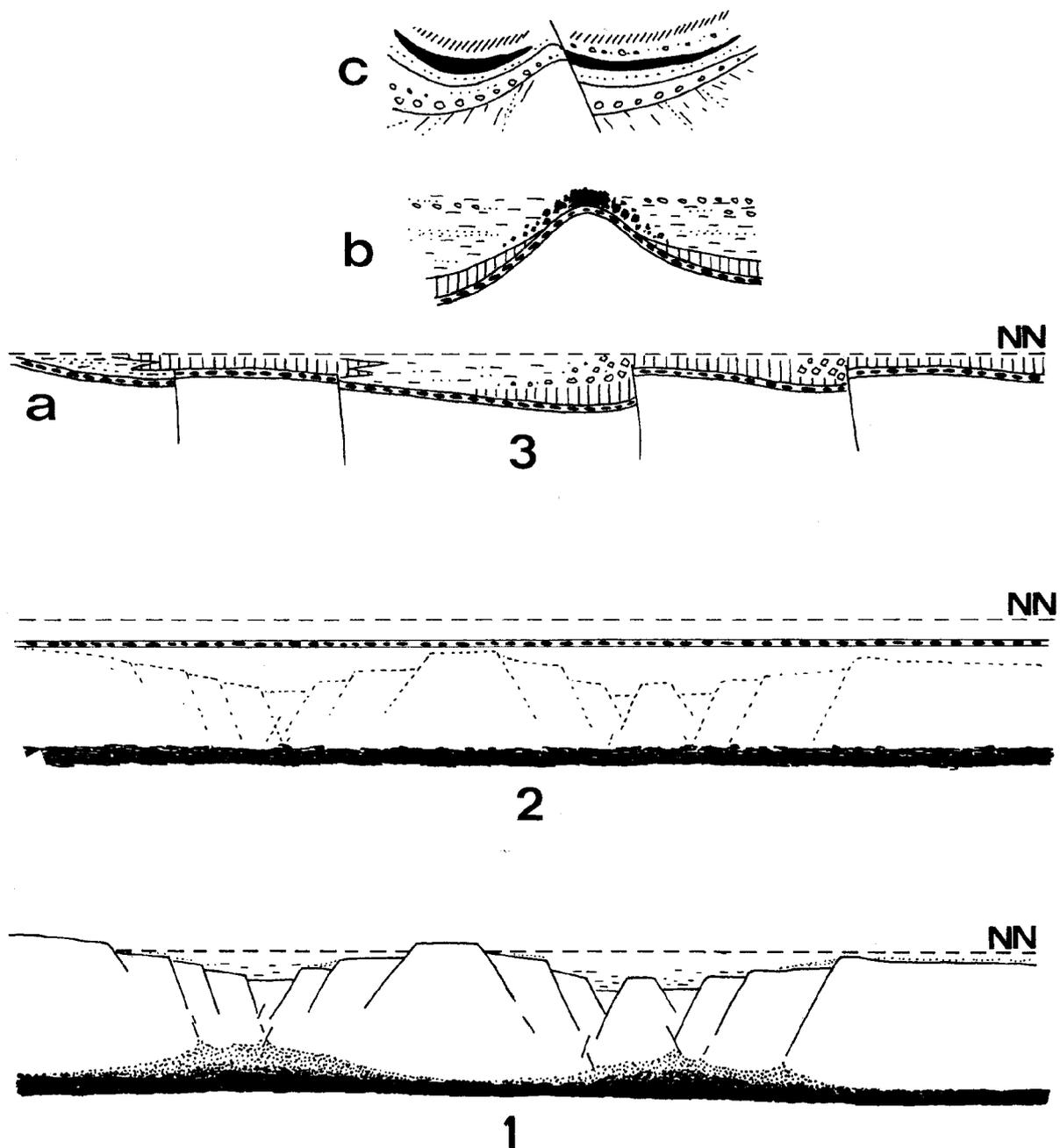


Fig. 4.—Esquema de los movimientos tectónicos y diferenciaciones faciales en la zona Sur de la Cordillera Cantábrica. Solamente se han descrito los segmentos estratigráficos investigados hasta ahora, por el grupo de trabajo de Tübingen.

llega a tener una potencia de unos 400 m (por ejemplo, en Santaolaja de la Varga, al Norte de Cistierna). Hacia el Este, el espesor de esta caliza decrece paulatinamente hasta quedar reducido a unos metros.

El material alóctono del flysch y de la serie Barcaliente procede, probablemente, de la «Zona astúrica occidental-leonesa (LOTZE 1963). Esta zona limita la «Zona cantábrica» tanto por el Oeste (de Oviedo al Río Luna) como por el Sur. Desde luego, sólo en la Sierra de la Demanda, aflora el terciario de la cuenca del Duero. En esencia, la zona asturiano-leonesa está constituida por rocas precámbricas y materiales clásticos cambro-ordovícicos, recubiertos por sedimentos continentales westfalienses o estefanienses. Es posible, que en esta zona haya habido una denudación intensa, y que se formaran grandes masas de materiales silicáti-

cos y calizas. Estos fueron luego transportados por corrientes de turbidez, llegando a sedimentarse en la zona cantábrica.

El segundo impulso tectónico se reconoce bien en la región de la placa Barcaliente. En las partes más altas del Barcaliente se manifiestan signos indudables de trastornos sinsedimentarios como, por ejemplo, dislocaciones de las láminas, cuyos movimientos son medibles en mm o cm. Además, en la «Brecha de Porma», aparece una estructura monomítica, constituida por componentes de Barcaliente, que nadan en la matriz o pasta de este mismo miembro. Los componentes de esta brecha están totalmente desordenados, no clasificados. Contiene bloques cuyas dimensiones llegan a ser de varios metros cúbicos. El material posee cantos angulosos sin orientación. Las brechas poseen tamaños muy disímiles, comprendidos entre un metro y varias decenas de metros. Esto hace que la brecha de Porma se reconozca por doquier en toda la zona de Barcaliente. La interpretamos como un material tipo «escombro» constituido por bloques, y ligado a una extensa red de dislocaciones submarinas. Los movimientos fracturantes aparecieron antes, o en el transcurso del namuriense R_1 , ocasionando así una diferenciación facial en el techo de la placa Barcaliente. Primeramente se formó una alternancia de unos 50 m de potencia, constituida por calizas margosas, pizarras arcillosas, bancos con fragmentos de crinoídeos y brechas calcáreas.

A este segundo impulso tectónico le sigue finalmente la diferenciación facial, formándose un umbral con calizas, sobre todo organógenas (Valdeteja), y una cuenca flyschoide areno-arcillosa. El indentamiento lateral de las calizas de Valdeteja con las series flyschoides se observa claramente en Oville (al Norte de Boñar; datos proporcionados por la tesina inédita de H. FRANKENFELD de Tübingen). La serie flyschoide comienza sobre la brecha de Porma en el namuriense R_1 . También es probable que en este punto se manifieste el comienzo de la facies Valdeteja que, en su parte más importante, corresponde al westfaliense A.

Al parecer, otra facies es la caliza de Cañones (del tipo de la formación Barcaliente) que en este sector se ha constituido localmente. Por ejemplo, en el sinclinal de Alba, la serie flysch está recubierta por una masa relativamente potente de calizas laminadas («limestone member» de la formación Cuevas, STAALDUINEN, 1969). No se analizan con mayor detalle estas series dada la poca seguridad que ofrecen los datos disponibles.

Al Sureste de la región estudiada en este trabajo (Perapertú, al Este de Cervera de Pisuerga), la diferencia facial en el namuriense superior se observa ahora en un área más restringida, desarrollándose en una superficie de 1 km (BOLL, KULLMANN & SCHÖNENBERG, en prensa). Se manifiesta por depresiones largas y estrechas, que se hallan cubiertas por guirnaldas arrecifales, que están acompañadas por cuencas pelíticas. El material clástico grosero se indenta con las pelitas oscuras. Durante el desarrollo de la sedimentación westfaliense comienzan a observarse los primeros signos que muestran que estas estrechas diferenciaciones corresponden en realidad a un «plegamiento». Esto se comprueba, además, por la existencia de discordancias angulares, que alcanzan un máximo de 45° . Estos primeros plegamientos, parecen pasar luego a constituir las

estructuras de los grandes anticlinales y sinclinales westfalienses y estefanienses de la cuenca del Pisuerga.

En resumen: el hecho de que los geosinclinales y orógenos se relacionan claramente entre sí, es una realidad generalmente aceptada. Pero en cambio, la transición existente entre estos estadios es aún desconocida. Esta circunstancia se explica fundamentalmente en el hecho de que las sutiles estructuras de paso en la orogénesis, han quedado deformadas hasta desaparecer por completo, o bien fueron extinguidas por el metamorfismo. Por otra parte, son necesarias nuevas investigaciones paleontológicas que proporcionen datos biostratigráficos y paleoecológicos seguros.

Basándonos en los estudios de geólogos y paleontólogos españoles, holandeses, ingleses, franceses y alemanes, hemos observado que el orógeno variscico de la Cordillera Cantábrica es muy apropiado a los efectos de analizar el problema que nos ocupa. Ello es debido a las excepcionales condiciones de los afloramientos presentes, a la existencia de deformaciones tectónicas claramente observables en una visión panorámica, a sus series sedimentarias tan completas, y en gran parte tan ricas en fósiles. En resumidas cuentas, se ha demostrado el papel de las estructuras tectónicas y de los fenómenos geológicos sucedidos en los terrenos variscicos de la Cordillera Cantábrica, que han llevado a un geosinclinal a transformarse en un orógeno.

- BECKER, G., BLESS, M. J. M. & KULLMANN, J. (1975).—Oberkarbonische Entomozoen-Schiefer im Kantabrischen Gebirge (Nord-spanien). *Neues Jb. Geol. Paläont. Abh.* 150, 92-110, 5 figs., Stuttgart.
- BOLL, C., KULLMANN, J. & SCHÖNENBERG, R. (en prensa).—Die Entwicklung von Sedimentations und Lebensräumen im frühen Oberkarbon des südöstlichen Kantabrischen Gebirges (Nordspanien). *Neues Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 25 p., 6 figs.
- CLOSS, H. (1964).—Der tiefere Untergrund der Alpen nach neuen seismischen Messungen. *Geol. Rundsch.* 53, 630-649.
- FEDOTOW, S. A. (1965).—Upper mantle properties of the southern part of the Kuril Island Arc according to detailed seismological investigation data. *Tectonophysics* 2, 219-225, 4 figs., Amsterdam.
- KULLMANN, J. & SCHÖNENBERG, R. (1975).—Geodynamische und paläökologische Entwicklung im Kantabrischen Variszikum (Nordspanien). Ein interdisziplinäres Arbeitskonzept. *Neues Jb. Geol. Paläont. Mh.* 1975, 151-166, 2 figs., Stuttgart.
- LOTZE, F. (1963).—Die Variszischen Gebirgszusammenhänge im Westlichen Europa. *Ann. Mus. Geol. Bologna* ser. 2, 31, 393-412, Bologna.
- SCHMIDI, K. (1968).—Die alten Kerne der Erdkruste. En: «Erdkern bis zur Magnetosphäre», ed. por H. MURAWSKI, 113-130, 8 figs. Frankfurt.
- STAALDUINEN, C. J. VAN (1973).—Geology of the area between the Luna and Torio rivers, Southern Cantabrian Mountains, NW Spain. *Leidse Geol. Meded.* 49, 167-205, 21 figs. Leiden.
- TRUMPY, R. (1971).—Stratigraphy in mountain belts. *Quart. Jour. Geol. Soc. London.* vol. 126, 293-318, 4 figs., London.
- TRUMPY, R. (1975).—Penninic-austroalpine boundary in the Swiss Alps: A presumed former continental margin and its problems. *Am. Jour. Sci.* 275-A, 209-238, 5 figs., New Haven, Conn.
- WAGNER, R. H., WINKLER PRINS, C. F. & RIDING, R. E. (1971).—Lithostratigraphic units of the lower part of the Carboniferous in northern León, Spain (with a «Note on some goniatite faunas» by C. H. T. WAGNER-GENTIS). *Trabajos Geol.* 4, 603-663, 10 figs., 3 láms., Oviedo.