

Aproximación a la mecánica de los cabalgamientos en el contexto general de la deformación en el NW de la Península Ibérica

por Fernando BASTIDA, Alberto MARCOS, Andrés PEREZ-ESTAUN y Javier A. PULGAR

Departamento de Geotectónica, Universidad de Oviedo.

ABSTRACT

The Cantabrian and Westasturian-leonese zones of the hercynian chain of the Iberian Peninsula give good examples of thrusts developed at different times and under different conditions during the deformation sequence. In the Westasturian-leonese zone, where confining pressures and temperatures reached high levels during deformation, rocks were firstly deformed in a ductile manner giving rise to folding. When rock strength is overtaken during the progressive deformation, fracturing gives rise to thrusts. These thrusts cut through the first generated folds and as a consequence their surfaces cannot follow preexistent planes of weakness. Due to the high friction values achieved during sliding a wide zone of complex deformation with several minor fractures and other structures is formed in relation to the base of the thrust sheets. In the Cantabrian zone, confining pressures and temperatures reached lower levels and therefore ductile deformation is restricted and rocks have lower strengths. On the other hand, a zone of weakness due to the high pore fluid pressure and to the presence of rocks of very low strength is developed in some particular levels. A general decollement is formed because the presence of these surfaces with the development of listric faults gives rise to nappes of appalachian type. When the favourable conditions for sliding disappear the following shortening produced is achieved by folding.

RESUMEN

En la cadena hercínica del NW de la Península Ibérica, las Zonas Cantábrica y Asturoccidental-leonesa proporcionan buenos ejemplos de cabalgamientos desarrollados en diferentes momentos en el transcurso de la secuencia deformacional. Así, en la Zona Asturoccidental-leonesa, al existir temperaturas y presiones de confinamiento relativamente elevadas, las rocas reaccionaron ante los esfuerzos de manera dúctil, originándose pliegues; al progresar la deformación, se alcanzó la resistencia de las rocas en algunos puntos y éstas se fracturaron originándose cabalgamientos. Las fracturas cortan pues a pliegues anteriores y en consecuencia no se producen sobre planos de debilidad preexistentes. Debido a la gran resistencia que ofrecen las superficies de fractura al deslizamiento, se asocian a ellas numerosas fracturas menores y otras estructuras a veces muy penetrativas. Por el contrario, en la Zona Cantábrica, la temperatura y la presión de confinamiento fueron menores, lo cual debió dificultar la deformación dúctil y disminuyó probablemente la resistencia de las rocas. Por otro lado, se desarrolló una superficie de debilidad en las rocas debida a la existencia de una presión de fluidos alta y tal vez a la presencia de algunos niveles poco resistentes a la deformación. Todo ello condicionó el que se originase un despegue generalizado cuya ascensión mediante fallas listricas dio lugar a mantos de tipo apaláchense. Desaparecidas las condiciones que favorecieron el emplazamiento de estos mantos, el acortamiento posterior se llevó a cabo por un proceso de plegamiento.

INTRODUCCIÓN

La existencia de cabalgamientos es un hecho frecuente en la mayor parte de las cordilleras de plegamiento. Estas estructuras implican el desplazamiento de grandes unidades de rocas dando lugar a un acortamiento importante de la corteza. En consecuencia, el conocimiento de estos cabalga-

mientos tanto desde el punto de vista geométrico como mecánico, es esencial para una adecuada interpretación estructural de los orógenos en que aparecen. Dado que las condiciones que influyen en el proceso de deformación varían grandemente a través de una cordillera, las características de los cabalgamientos, así como el momento en que se producen, serán muy diferentes dependiendo de su situación dentro de la misma.

En el NW de la Península Ibérica, las Zonas Cantábrica y Asturoccidental-leonesa proporcionan buenos ejemplos de cabalgamientos. En la Zona Cantábrica (la más externa) se trata de mantos de despegue que son afectados posteriormente por varios sistemas de pliegues. En la Zona Asturoccidental-leonesa, por el contrario, los cabalgamientos cortan a pliegues de una fase de deformación anterior y a su vez son posteriormente plegados. Se trata por tanto de una diferente sucesión de estructuras dentro de la secuencia deformacional de cada zona. En la actualidad, estos cabalgamientos se encuentran bien conocidos desde el punto de vista geométrico (Julivert, 1971; Marcos, 1973; Pérez-Estaun, 1978) y esto permite hoy día iniciar su estudio desde un punto de vista mecánico. Desde este punto de vista se plantea una problemática amplia, que abarca desde el mecanismo que permite la iniciación y desarrollo de estos cabalgamientos hasta la implicación de las diferencias deformacionales entre ambas zonas. Este análisis nos plantea un dilema permanente en los procesos de deformación de rocas en condiciones naturales: ¿Por qué un conjunto de rocas se deforma primero por plegamiento y después por fallamiento o viceversa?

El fin del presente trabajo es realizar un primer análisis de algunos de estos problemas, contrastando las aportaciones teóricas y experimentales con las evidencias de campo de que se dispone actualmente.

CONTEXTO GEOLÓGICO

Un corte E-W paralelo a la costa cantábrica proporciona una buena sección transversal de la cadena hercínica en el NW de la Península desde sus partes externas a las internas. En este sector del Macizo Ibérico, las estructuras hercínicas describen un arco cóncavo hacia el E en cuyo núcleo se sitúan las partes más externas de la cordillera. Paralelamente al trazado de estas estructuras, han sido diferenciadas clásica-

mente tres zonas, individualizadas tanto desde el punto de vista de la sedimentación, como de su deformación, metamorfismo, plutonismo y evolución; estas zonas, de más externa a más interna, son: la Zona Cantábrica (ZC), la Asturoccidental-leonesa (ZAOL) y la Centro-ibérica (ZCI) (ver Julivert et al., 1974). En términos generales, la intensidad del metamorfismo y la importancia de la granitización decrecen de W a E, hasta desaparecer en la ZC; paralelamente a esta variación, los tipos de estructuras son progresivamente más superficiales hacia el E.

La ZC, la más externa de la cordillera (fig. 1), está constituida por rocas paleozoicas que forman una secuencia relativamente completa. Desde el Cámbrico al Devónico, la sedimentación tuvo lugar en un régimen de plataforma relativamente estable, con interrupciones localmente importantes; la sedimentación durante el Carbonífero es parcialmente sincrónica con la deformación y registra ya una mayor compartimentación de la cuenca, caracterizada por variaciones importantes de facies y por la existencia de varias

discordancias. Los primeros depósitos de tipo flysch se encuentran en el Namuriense y las primeras molasas corresponden esencialmente al Estefaniense. El espesor medio de la secuencia paleozoica es del orden de los 4000-6000 m. Un resumen sobre las características estratigráficas de la ZC pueden encontrarse en Julivert (1971). El conjunto de estos materiales fue deformado en el transcurso de la orogénesis herciniana. Las primeras estructuras que se originan son cabalgamientos y mantos de despegue de tipo apalachense, dirigidos hacia el núcleo del arco (Julivert, 1971). Con posterioridad, estas estructuras sufrieron un replegamiento general, pudiendo diferenciarse varios sistemas de pliegues (Julivert y Marcos, 1973). La deformación se realizó siempre en condiciones superficiales, sin que las rocas muestren signos apreciables de deformación interna o metamorfismo. Una importante estructura antiformal, en cuyo núcleo afloran materiales precámbricos (antiforme del Narcea), separa la ZC de la ZAOL (fig. 1).

La ZAOL se caracteriza por la existencia de una gruesa

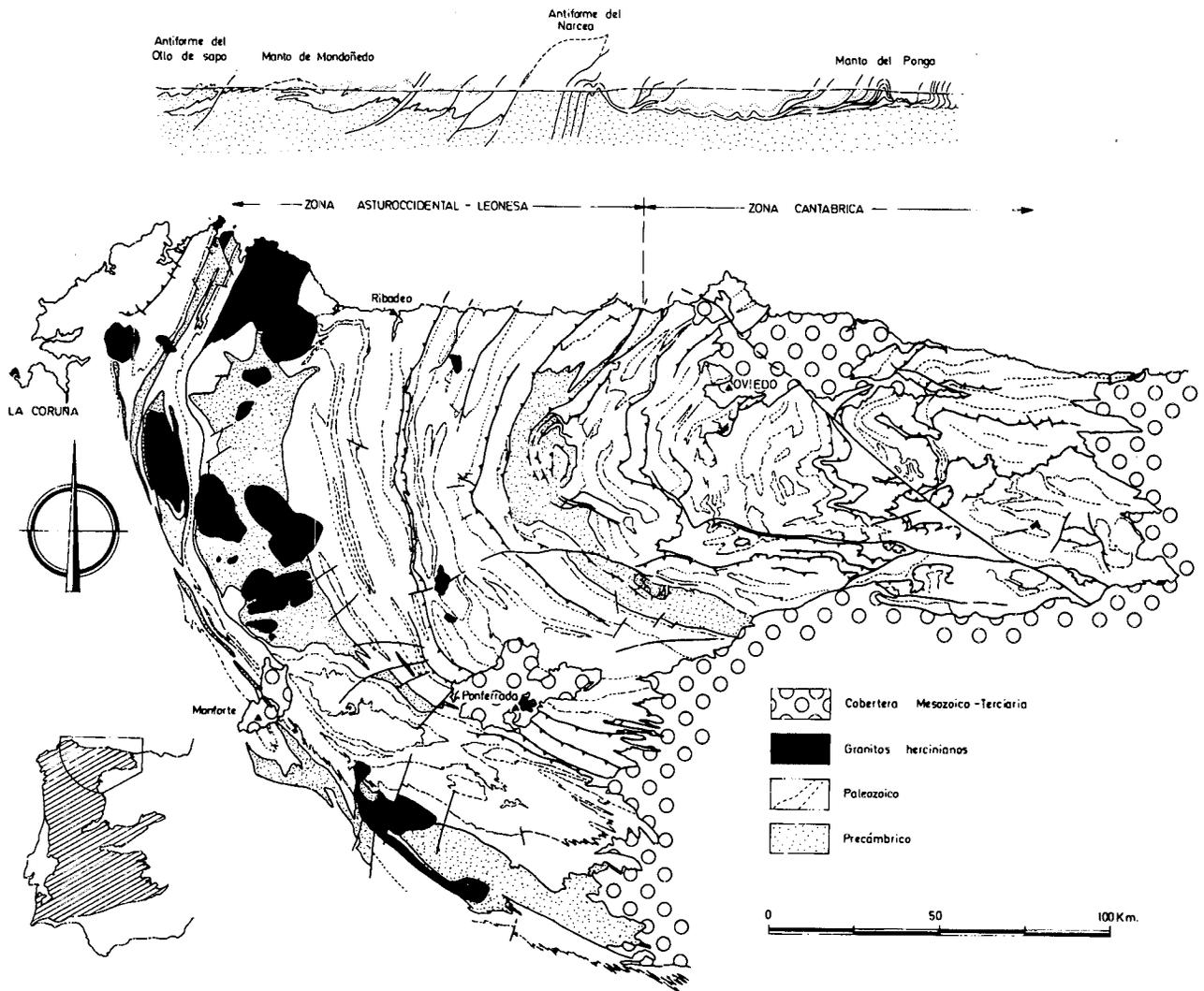


Fig. 1. Esquema geológico de la ZC y ZAOL y corte transversal a las mismas. Basado principalmente en Matte (1968), Julivert (1971), Marcos (1973), Pérez-Estaún (1978) y en el Mapa Geológico de España E.1:200.000.

secuencia de rocas del Paleozoico inferior, esencialmente de tipo siliciclástico, que puede ser dividida en varias formaciones generalmente de gran espesor (Walter, 1968; Matte, 1968; Marcos, 1973; Pérez-Estaún, 1978). El gran espesor de los sedimentos, en comparación con la ZC, muestra que la ZAOL se comportó como un área en la que existió una fuerte subsidencia durante el Paleozoico inferior. Estas rocas sufrieron una deformación polifásica y metamorfismo durante la orogénesis herciniana. Pueden establecerse tres fases principales de deformación: la primera y la segunda tienen un marcado carácter tangencial y la tercera corresponde a una fase de replegamiento general (Marcos, 1973; Pérez-Estaún, 1978). Durante la primera fase se formaron pliegues isoclinales o apretados, asimétricos y vergentes hacia las zonas externas, acompañados por una esquistosidad generalizada en toda la zona. La segunda fase puede considerarse como la última manifestación de la tectónica tangencial y en su transcurso se originan cabalgamientos, también dirigidos hacia las partes externas, acompañados por estructuras menores (pliegues y esquistosidad de crenulación). La tercera fase produce un replegamiento intenso y representa un cambio completo de estilo con respecto a las fases anteriores, desarrollándose una nueva esquistosidad de crenulación en relación con los pliegues. Un metamorfismo regional de tipo intermedio de baja presión acompaña a la deformación, alcanzado generalmente su clímax en la interfase 1-2 (Bastida y Pulgar, 1978); en términos generales el grado de metamorfismo se incrementa hacia las partes más internas de la ZAOL (Capdevila, 1967). Una nueva estructura antiformal, en cuyo núcleo se sitúan materiales precámbricos de tipo porfiroide (Olló de sapo), señala el límite entre la ZAOL y la ZCI (fig. 1).

El sustrato de todas las rocas paleozoicas antes citadas está constituido por materiales precámbricos de tipo lutítico-arenoso o porfiroide, deformados con anterioridad a la orogénesis herciniana y separados del paleozoico por una superficie de discordancia. No obstante, estos materiales precámbricos no constituyen un zócalo en sentido estricto.

EL PROBLEMA DE LA INTERPRETACIÓN MECÁNICA DE LOS CABALGAMIENTOS

La problemática en torno a los cabalgamientos es muy amplia y se ha centrado clásicamente en tres aspectos fundamentales: 1) Discusión entre deslizamiento gravitacional, empuje tectónico o expansión gravitacional; 2) Tipo de desplazamiento: desplazamiento continuo frente a «stick-slip»; 3) Factores que favorecen el deslizamiento de las láminas cabalgantes. Un análisis de toda esta problemática excedería los límites y objetivos del presente trabajo, en el que nos limitaremos al análisis y discusión del último de los aspectos citados.

El cabalgamiento de una lámina de roca sobre otra puede realizarse mediante mecanismos de origen muy diferente y, por tanto, una estructura de este tipo puede presentar características morfológicas y mecánicas muy diversas. En cualquier caso, un cabalgamiento implica la formación de una fractura inicial sobre la cual tiene lugar el deslizamiento de la masa de roca alóctona. Según esto, cualquier análisis mecánico del proceso de formación de cabalgamientos debe considerar dos situaciones: por una parte, la localización y desarrollo de la fractura inicial y por otra, el deslizamiento posterior de la lámina de roca sobre la superficie de fractura

previamente formada.

Por lo que respecta a la formación de la fractura, clásicamente se ha considerado que ésta tiene lugar cuando se satisface una determinada función que relaciona los esfuerzos principales y que se denomina «criterio de fractura». Aunque existen varios criterios de fractura, en el presente trabajo se utilizará el criterio de Coulomb, que viene expresado por:

$$\tau = C_0 + \mu\sigma \quad (1)$$

donde τ es el esfuerzo de cizalla, C_0 la cohesión de la roca, μ el coeficiente de rozamiento interno y σ el esfuerzo normal. Este criterio no difiere mucho de otros de los más utilizados; por ejemplo, el criterio de Griffith modificado por Brace y McClintock y Walsh supone también para muchos tipos de roca bajo compresión una relación lineal entre τ y σ .

En lo que se refiere al deslizamiento, el tratamiento es análogo al de la fractura. Aquí se utiliza el criterio propuesto por Jaeger (1969) que tiene la misma forma que la expresión (1), si bien en este caso C_0 y μ adquieren valores menores que en el caso de la fractura.

Generalmente, en los cabalgamientos se encuentran involucradas grandes masas de roca que sufren grandes desplazamientos. De acuerdo con esto, con los criterios antes expuestos y con los valores de C_0 y μ para las rocas, los valores de τ que se obtienen son tan altos que las rocas se plegarían o se fragmentarían antes de deslizar. Aunque se invocase la existencia de una pendiente que favoreciese el deslizamiento, su ángulo debería ser tan elevado que sería rechazable desde el punto de vista geológico. Esta paradoja mecánica entre teoría y realidad fue ya planteada a principios de siglo (Reade, 1908; Smoluchowski, 1909). Para resolver este problema es preciso encontrar algún factor que rebaje el valor de τ necesario para la fractura y el deslizamiento y en este sentido han aparecido diversas teorías que han invocado otros tantos factores diferentes.

Una de las aportaciones más importantes para la solución del problema de los cabalgamientos fue realizada por Hubbert y Rubey (1959) y Rubey y Hubbert (1959). Estos autores destacaron el papel que ejerce la existencia de una presión de fluido elevada en los poros de la roca (p) sobre la resistencia de esta y su importancia como factor favorable al desarrollo de los cabalgamientos. Aplicaron y ampliaron el concepto de esfuerzo efectivo ($\sigma' = \sigma - p$) de Terzaghi (1945), con lo cual el criterio (1) quedaría reemplazado por:

$$\tau = C_0 + \mu\sigma' = C_0 + \mu(\sigma - p) \quad (2)$$

o bien,

$$\tau = C_0 + \mu\sigma(1 - \lambda) \quad (3)$$

donde $\lambda = p/\sigma$.

Como puede apreciarse, el efecto de la presión de fluido consiste en rebajar el término friccional y, por tanto, la resistencia de la roca a la cizalla. Por otro lado, estos autores observaron presiones de fluido anormalmente elevadas en numerosos ejemplos naturales y dedujeron que en estas condiciones quedaban perfectamente explicados los grandes desplazamientos de los cabalgamientos.

Posteriormente, esta hipótesis fue parcialmente modificada por diversos autores. Así, Hubbert y Rubey consideraron en su análisis que en el deslizamiento se cumplía que $C_0 = 0$,

lo cual fue criticado por Birch (1961) y Hsü (1969), quienes modificaron la teoría considerando que C_0 tiene un valor apreciable. En otro sentido, Raleigh y Griggs (1963) consideraron que el frente del bloque cabalgante no está libre de esfuerzos, llegando a la conclusión de que dicho bloque necesitaría para deslizarse pendientes o presiones de fluido mayores que las calculadas por Hubbert y Rubey. Por su parte, Forristall (1972), considerando, a diferencia de los autores anteriores, que los límites del bloque no son planos principales de esfuerzo, dedujo que las longitudes máximas de los bloques cabalgantes deberían de ser considerablemente menores que las propuestas hasta entonces. Finalmente, Heard y Rubey (1966) destacaron el papel que podrían ejercer ciertas reacciones de deshidratación en la producción de presiones de fluido elevadas, haciendo un énfasis especial para el caso del yeso.

Otra aproximación totalmente diferente al problema del mecanismo de formación de los cabalgamientos fue realizada por Kehle (1970), quien en realidad desarrolló un modelo similar al utilizado ya por Smoluchowski (1909). Este autor afirmó que el movimiento de grandes masas de roca puede tener lugar si se concentran altas deformaciones por cizalla en capas de rocas incompetentes. Según Kehle, no existiría limitación para la longitud de la lámina cabalgante siempre que la zona de despegue contuviera un espesor suficiente de rocas dúctiles.

Como se verá más adelante, en los cabalgamientos de la ZC y ZAOL, existen evidencias de campo que aportan datos sobre la influencia de algunos de los factores antes citados que favorecen el desplazamiento. Además, existen otros factores que evidentemente influyen en el desarrollo de estas estructuras, tales como factores litoestratigráficos, presión de confinamiento, temperatura y naturaleza del medio químico, acerca de los cuales también pueden realizarse ciertas estimaciones.

LOS CABALGAMIENTOS EN LA ZONA ASTUROCCIDENTAL-LEONESA

Como ya ha sido expresado anteriormente, las primeras estructuras presentes en esta zona son pliegues acompañados de una esquistosidad. Estos pliegues son cortados posteriormente por superficies de cabalgamiento (fig. 1). La posición del máximo acortamiento y extensión para ambos tipos de estructuras es aproximadamente coincidente, por lo que pueden considerarse originadas progresivamente. Con posterioridad se producen una serie de pliegues que muestran una disposición del máximo acortamiento y elongación totalmente distinta. En lo que sigue, se tratará de explicar la secuencia deformacional de esta zona, teniendo en cuenta los diferentes factores que han influido en su desarrollo.

La pila de sedimentos que constituye la ZAOL se caracteriza por la existencia de gruesos paquetes de materiales competentes (cuarcitas y areniscas con delgadas intercalaciones de pizarras) alternando con otros incompetentes (pizarras). El espesor total de la secuencia de estratos varía de unas zonas a otras entre los 5000 y 10000 m. Durante la deformación existió un metamorfismo regional que, en líneas generales, aumenta de E a W, desde la zona de la clorita hasta la de la sillimanita, llegándose incluso en algunas partes a la anatexia. En consecuencia, en el medio deformacional existió una amplia gama de presiones de confinamiento y temperaturas, que serían crecientes de E a W (de 3 a 6 kb y de

350 a 650°C). El climax metamórfico se sitúa desde el punto de vista temporal entre la primera fase de plegamiento y los cabalgamientos posteriores y, en algunos casos, durante la formación de estos últimos.

Se trata, por tanto, de un «multilayer» indeformado con importantes contrastes de competencia y con presiones de confinamiento y temperaturas relativamente elevadas. En estas condiciones, no es de extrañar que las rocas reaccionasen frente a los esfuerzos de manera dúctil, originándose como consecuencia pliegues. La presión de confinamiento tendería por su parte a disminuir el papel de la anisotropía y a impedir que se formasen fracturas sobre posibles superficies de debilidad preexistentes, lo que contribuiría en definitiva a favorecer el plegamiento. Los pliegues que se originan en esta primera fase son apretados, evidenciando una gran cantidad de deformación.

Con posterioridad al desarrollo de los pliegues aparecen importantes cabalgamientos y zonas de cizalla, cuyas características varían según el grado de metamorfismo y, por tanto, según las condiciones del medio deformacional. En las zonas de bajo metamorfismo (facies de los esquistos verdes), los cabalgamientos se manifiestan como fracturas mayores a las que se asocian otras de menor importancia constituyendo a menudo una zona de fractura amplia, en la que aparecen frecuentemente pliegues de pequeña escala con charnelas curvas acompañados de una esquistosidad de crenulación.

En las zonas de mayor grado de metamorfismo, los cabalgamientos se traducen en zonas de cizalla de notable anchura, en cuyo interior existe una deformación dúctil grande y muy heterogénea que se materializa por la existencia de numerosos pliegues pequeños de charnelas curvas con una esquistosidad de crenulación asociada muy penetrativa.

La aparición de estos cabalgamientos con posterioridad a los pliegues puede explicarse por consideraciones sobre las relaciones esfuerzo-deformación, de acuerdo con los datos experimentales de que actualmente se dispone. En efecto, el desarrollo de los primeros pliegues lleva consigo una deformación dúctil y un acortamiento muy importantes y en consecuencia, una vez alcanzado un cierto límite impuesto por el propio valor de la deformación o por la variación en las condiciones ambientales, el acortamiento tuvo que realizarse por un mecanismo diferente, que es función del medio deformacional. En las zonas de bajo metamorfismo, este límite es básicamente el de resistencia de las rocas; debido a las condiciones ambientales existentes en estas zonas, se producen fracturas y estructuras asociadas típicas de un comportamiento en la transición frágil-dúctil. Por el contrario, en las zonas de metamorfismo más elevado, en lugar de fracturas se producen zonas de cizalla dúctiles con las características antes descritas. Se deduce en consecuencia, que en la ZAOL los cabalgamientos evolucionan en profundidad desde fracturas con características de comportamiento transicional frágil-dúctil hasta zonas de cizalla dúctiles.

Centrándonos ahora en los cabalgamientos de las zonas menos metamórficas, cabe preguntarse si existió algún factor que favoreció la fracturación rebajando la resistencia de las rocas o haciendo su comportamiento más frágil. A este respecto debe señalarse que dado que en estas zonas el climax metamórfico es anterior al desarrollo de los cabalgamientos, la disminución de presión y temperatura que debió seguir a la culminación del mismo pudo favorecer dicha fracturación. Por otro lado, aunque no se evidencian posibles niveles generales de debilidad, constituidos por un material particularmente poco resistente a la deformación, la anisotropía

pudo jugar un cierto papel, como lo prueba el que la superficie de cabalgamiento siga durante largas distancias las ampelitas silúricas o las calizas cámblicas o se generen escamaciones secundarias en relación con estos niveles. Finalmente, hay que mencionar el papel que pudo ejercer la existencia de una posible presión de fluidos. En los cabalgamientos de la ZAOL no existen evidencias de que dicha presión hubiera alcanzado valores elevados. Además, el hecho de que los cabalgamientos corten a pliegues implica que fueron cortados también distintos materiales, por lo cual la presión de fluidos no debió de ejercer una influencia generalizada. No obstante, no hay que descartar la posibilidad de que en algunas litologías esta presión de fluidos haya jugado un papel importante, sobre todo si se tiene en cuenta que las reacciones de deshidratación propias del metamorfismo pudieron haber aportado importantes cantidades de fluidos, con el consiguiente aumento de su presión.

Una vez generada la fractura, se plantea el problema de cómo pudo desplazarse la masa de rocas a lo largo de la superficie de fractura. En este desplazamiento, igual que en la producción de la fractura, la anisotropía y la presión de fluidos pudieron jugar un cierto papel, aunque siempre con las limitaciones que ya se han expuesto. El hecho de que los cabalgamientos consistan en zonas de fractura amplias, que llevan asociadas fracturas y las ya citadas estructuras dúctiles, induce a pensar que existió una importante resistencia al desplazamiento, llevándose este a cabo merced a una importante deformación en sus proximidades.

Con posterioridad al desarrollo de los cabalgamientos aún tienen lugar una nueva fase de plegamiento. La explicación de este nuevo comportamiento dúctil radica en que esta deformación se lleva a cabo con un cambio importante en las direcciones de máximo y mínimo acortamiento.

LOS CABALGAMIENTOS EN LA ZONA CANTÁBRICA

La ZC presenta una secuencia de deformación bien diferente a la que muestra la ZAOL. Estas diferencias se manifiestan tanto por las diferentes estructuras que se originan como por los distintos mecanismos que intervienen en su formación. A los efectos del presente trabajo, nos interesa destacar un primer rasgo diferencial como es el que las primeras estructuras que se originan en la ZC sean una serie de cabalgamientos y mantos de despegue que son posteriormente plegados (fig. 1), en oposición a lo que ocurre en la ZAOL. Anteriormente, se han discutido las condiciones en que el plegamiento puede tener lugar antes de la fracturación. A continuación discutiremos las condiciones que podrían invertir la secuencia, con fracturación previa al plegamiento.

La pila de sedimentos que constituye la ZC, presenta cara a la deformación las características de un «multilayer» definido por la alternancia de capas competentes e incompetentes, reposando sobre un substrato constituido por la serie lutítico-arenosa del Precámbrico. Tal como se ha señalado, este conjunto de materiales se deforma sin que se observen signos apreciables de deformación interna y metamorfismo en las rocas. Teniendo en cuenta que el clímax de la deformación tuvo lugar durante el Carbonífero, el espesor máximo de las láminas cabalgantes varía entre los 2500 y los 5000 m; en consecuencia, las presiones de confinamiento y la temperatura máximas alcanzadas en la base de estas láminas

serán bajas (del orden de 1,5 kb y 170°C)

Bajo estas condiciones ambientales, las primeras estructuras desarrolladas en la ZC son una serie de cabalgamientos y mantos de despegue con la superficie de fractura generalmente paralela a la estratificación. En la base de las unidades alóctonas, se sitúa siempre un delgado nivel calcáreo-dolomítico de edad Cámbrico inferior-medio (Formación Láncara). Por lo que respecta al autóctono relativo, las superficies de cabalgamiento cortan durante cortos trechos a la estratificación hasta situarse paralelamente a diversos niveles estratigráficos o incluso alcanzar la superficie libre. La posición de la superficie de cabalgamiento permite deducir la existencia de un nivel de despegue generalizado en la base de la Fm Láncara y de algún otro nivel de despegue localizado en otras posiciones dentro de la sucesión estratigráfica.

Este tipo de deformación concuerda bien con el que cabría esperar, de acuerdo con los modelos teóricos y experimentales, si el conjunto de rocas se comportase como una placa elástica frágil reposando sobre un substrato dúctil o bien sobre una superficie de debilidad. La ausencia en las zonas de cabalgamiento de cualquier tipo de material capaz de absorber grandes deformaciones internas, parece indicar que el nivel de despegue se sitúa sobre una superficie de debilidad localizada dentro de la roca. Un conjunto de rocas con estas características, bajo las condiciones de presión de confinamiento y temperatura antes citadas, se deformará por un mecanismo de fractura elástico-friccional (Sibson 1977). Dentro de una zona de fractura en régimen elástico-friccional, la resistencia a la cizalla es esencialmente friccional y la fracturación tenderá a producir rocas con fábricas sin orientar, que pueden abarcar desde «fault gouge» y brechas de falla en condiciones superficiales, hasta rocas de la serie de las cataclásitas al aumentar la temperatura y profundidad. Si el deslizamiento sobre el plano de fractura tiene lugar a velocidades sísmicas, la fricción puede producir fusión parcial de roca seca, originándose pseudotaquilas en condiciones muy específicas (Sibson, 1977).

En las superficies de cabalgamiento de muchos de los mantos de la ZC, se pueden observar algunos de estos tipos de rocas, tales como brechas, «gouges» e incluso rocas de la serie de las cataclásitas. Sin embargo, la importancia real de estas rocas no se corresponde con el valor del desplazamiento que se puede asumir para los cabalgamientos a los que van asociadas genéticamente. Esto induce a pensar en la existencia de algún otro factor, no tenido en cuenta hasta ahora, cuyo efecto tienda a reducir la fricción sobre el plano de fractura. Tal es el caso del agua que junto con otro tipo de fluidos, pudo jugar un papel importante en la disminución de la fricción intergranular. En general, la existencia de una zona con presión de fluidos anormalmente alta, produce un debilitamiento en la roca que favorece un comportamiento elástico-friccional y por tanto el desarrollo de una fractura antes que otro tipo de estructuras (por ejemplo, pliegues). La influencia de este y otros factores la deformación sufrida por las rocas en la ZC será discutida a continuación.

Para el presente análisis, es preciso considerar dos situaciones con significado mecánico diferente: una situación esencialmente estática (iniciación y desarrollo de la fractura correspondiente al nivel de despegue y formación de fallas listricas) y otra cinética (deslizamiento sobre las superficies de fractura previamente formadas).

Iniciación y desarrollo de fracturas en la base de los cabalgamientos y formación de fallas lísticas

Como hemos visto anteriormente, si el conjunto de roca se considera isotropo y homogéneo la rotura se alcanza cuando se satisface el criterio de Coulomb (ver expresión 1). Las condiciones de fractura pueden representarse por una envolvente de Mohr, tal como se muestra en la fig. 2. La envolvente AB representa las condiciones de fractura para un material isotropo con una cohesión C_0 y un coeficiente de rozamiento interno μ .

La existencia de una superficie de debilidad implica una menor resistencia a la cizalla sobre la citada superficie, que puede ser obtenida por:

A) Presencia de un nivel con menor resistencia cohesiva y/o menor coeficiente de rozamiento interno (por ejemplo, presencia de yesos, arcillas, pizarras, etc.). En este caso, la condición de fractura a lo largo del plano de debilidad vendrá representada por la envolvente CD (fig. 2). Para una misma presión de confinamiento (σ_3), la fractura tendrá lugar según el plano de debilidad, puesto que requiere un menor esfuerzo diferencial ($\sigma_1 - \sigma_3$), siempre que la superficie de debilidad forme un ángulo β con el esfuerzo principal máximo.

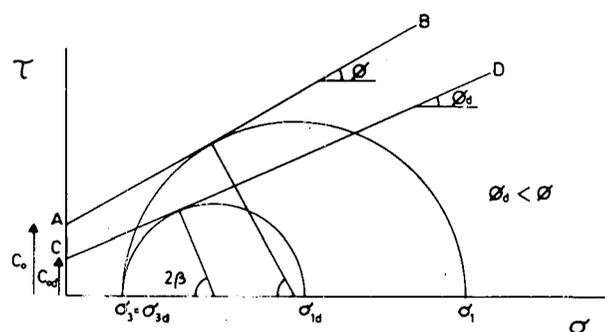


Fig. 2. Condiciones de fractura a lo largo de un plano de debilidad. La envolvente AB representa la condición de fractura para una roca isotropa y homogénea de cohesión C_0 y coeficiente de rozamiento interno $\mu = \text{tg } \phi$. La envolvente CD representa las condiciones de fractura a lo largo de un plano de debilidad.

B) Presencia de una zona con una presión de fluido en los poros (p) anormalmente alta. En este caso, la fractura está controlada por el esfuerzo efectivo (σ') y el criterio de rotura viene expresado por la ecuación (2). El efecto mecánico de la presión de fluidos en los poros se visualiza fácilmente en un diagrama de Mohr, tal como se muestra en la fig. 3, donde puede observarse la condición de rotura para la roca seca (círculo I) y para la misma roca con fluidos en los poros a una presión p (círculo II). Un aumento en la presión de fluidos provoca una disminución importante de los esfuerzos diferenciales requeridos para la rotura.

En la ZC existen algunas evidencias de campo que permiten discutir el papel jugado por cada uno de estos factores en la localización e iniciación de la fractura en la base de los mantos. Así, podría asumirse la existencia de algunos niveles de menor resistencia a la cizalla (menor C_0 y/o menor μ) en base a la frecuente presencia de niveles lutítico-margosos e incluso la probable existencia de niveles evaporíticos dentro de la formación calcáreo-dolomítica que constituye generalmente la base de las unidades alóctonas. Por lo que respecta a los niveles lutítico-margosos, dado lo reducido de su espesor, su papel será probablemente más importante

como niveles impermeables que dificulten el escape de fluidos. Un papel más importante podría haber jugado la presencia de algún nivel evaporítico rico en yeso, que podría producir un notable efecto de debilitamiento mecánico de la roca inducido por la reacción de deshidratación yeso-anhidrita, tal como ha sido demostrado experimentalmente por Heard y Rubey (1966) y Murrell e Ismail (1976). Aunque hoy en día no se encuentran conservadas capas de yeso o anhidrita, existen algunas pruebas que permiten suponer su existencia en el miembro inferior de la Fm Láncara, con anterioridad a la formación de los cabalgamientos, como son: a) existencia de cristales de yeso en los interespacios de los cristales de dolomita (Zamarreño y Julivert, 1967) y frecuente presencia de pseudomorfo de yeso (Mohr 1969); b) presencia de abundante cuarzo autígeno y calcedonia, que sugieren respectivamente un medio hipersalino o un medio rico en sulfatos (Mohr, 1969; Zamarreño, 1972, 1975); c) presencia muy frecuente de sulfuros concentrados y/o dispersos en las rocas (por ejemplo, pirita, blenda, galena, calcopirita, cinabrio, etc.); d) presencia frecuente de sulfatos, como la baritina; e) relativa frecuencia de brechas intraformacionales, cuyo origen podría encontrarse en el colapso de una capa debido a la eliminación por disolución de evaporitas, y f) en general, las estructuras sedimentarias y la textura de las rocas sugieren una sedimentación en condiciones hipersalinas (Mohr, 1969; Zamarreño, 1972). Algunas de estas pruebas, como la abundancia de mineralizaciones de sulfuros, así como otras (dolomitizaciones secundarias localmente muy importantes), sugieren de hecho la existencia de una abundante circulación de fluidos. Esta circulación, como efecto secundario, podría haber eliminado por disolución una parte de los depósitos evaporíticos. Así, la presencia de calcedonia revela, según Folk y Pittman (1971), la existencia de depósitos evaporíticos que han sido completamente removilizados por disolución; las aguas contaminadas con tales evaporitas podrían circular a través de las capas induciendo la precipitación de calcedonia. Otra explicación de la eliminación posterior de antiguos depósitos evaporíticos es la dada por Speed y Clayton (1975) quienes muestran procesos de formación de rocas carbonatadas a partir de sulfatos mediante reacciones de reducción que liberan sulfuros. La frecuente presencia de sulfuros dentro de la Fm Láncara podría apoyar la existencia de alguna reacción de este tipo.

Aunque en el conjunto de la Fm Láncara los posibles niveles de evaporitas ricas en yeso no representasen probablemente un tanto por ciento muy elevado, su influencia sobre el proceso de fracturación y deslizamiento pudo ser muy importante. En este sentido, la rápida acumulación de sedimentos durante el Carbonífero pudo permitir que se alcanzasen en la base de las láminas cabalgantes las presiones y temperaturas necesarias para generar reacciones de deshidratación dentro de los niveles evaporíticos, con producción de gran cantidad de fluidos cuyo escape estaría dificultado por la existencia de capas impermeables. De este modo, estas reacciones de deshidratación contribuirán a aumentar el valor de la presión de los fluidos en una zona en la que ya debía ser elevada. En efecto, por debajo de la Fm Láncara, se sitúa una espesa formación detrítica (Fm Herrería) capaz de almacenar una gran cantidad de fluidos; teniendo en cuenta la presión de confinamiento a esa profundidad y el carácter prácticamente impermeable de la Fm Láncara, los fluidos quedarían confinados en la Fm Herrería, pudiendo alcanzar presiones elevadas. Como con-

secuencia, la interacción entre los factores antes descritos daría lugar a una zona de presión de fluidos anormalmente alta (λ próximo a 1), a lo largo de la cual se desarrollaría la fractura (ver fig. 3).

Una vez iniciada la fractura en la base del bloque, para que sea posible la superposición tectónica, es necesario que se originen fracturas cortando el paquete de rocas que permitan el deslizamiento de una lámina sobre otra (fallas listricas). La aparición de este tipo de estructuras debe guardar relación con la propagación del «frente de esfuerzos». Si una lámina de roca es sometida a compresión lateral (ya sea gravitacional o no), los esfuerzos se propagan definiendo un «frente de esfuerzos» cuya velocidad de propagación está en relación con la naturaleza y magnitud del esfuerzo de cizalla en la base de la lámina (Blay et al. 1977); si este esfuerzo es bajo, la propagación es rápida. Por el contrario, si en un punto o zona determinados el esfuerzo de cizalla es más alto, el «frente de esfuerzos» se estabilizará dando como resultado un incremento en los esfuerzos diferenciales en la parte de la lámina situada por detrás de dicho frente. Este incremento de los esfuerzos diferenciales puede ser suficiente como para vencer la resistencia a la rotura de la lámina de roca, originándose así una falla listrica.

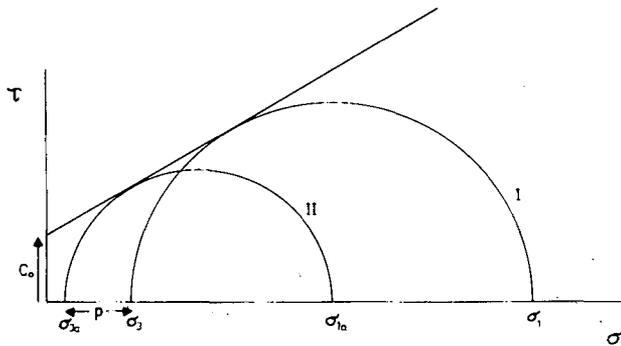


Fig. 3. Efecto mecánico de la presión de fluidos en los poros sobre la rotura de la roca. El círculo I representa los esfuerzos diferenciales ($\sigma_1 - \sigma_3$) requeridos para la rotura de la roca seca. El círculo II representa los esfuerzos diferenciales ($\sigma_{1a} - \sigma_{3a}$) requeridos para la rotura del mismo conjunto de roca con una presión de fluidos p .

Las evidencias de campo no permiten suponer la existencia de esfuerzos de cizalla altos en la ZC, lo cual nos induce a pensar en la existencia de algún factor que rebaje la resistencia a la rotura de la roca. En este caso, dado que las fracturas cortan las superficies de estratificación, hay que descartar la posible existencia de un nivel de debilidad. Price (1977) describe un modelo de iniciación y desarrollo de fallas listricas basándose en que cuando el bloque deslizante encuentra resistencia al movimiento, se pueden originar dentro de éste presiones de fluido superiores a la carga gravitacional que favorezcan la formación de estas fracturas.

En relación con la misma elevación de los esfuerzos diferenciales que da lugar a la formación de fallas listricas, se pueden originar pliegues siempre que las características del «multilayer» sean favorables para su desarrollo (Blay et al., 1977). En consecuencia, ambos tipos de estructuras pueden desarrollarse simultáneamente, de forma que es posible encontrar pliegues cortados por las fallas listricas. Estructuras de este tipo se pueden encontrar en diversas localidades dentro de la ZC.

Deslizamiento sobre las superficies de fractura

El deslizamiento de la lámina cabalgante a lo largo de las fracturas previamente formadas presenta mayores problemas, que derivan en parte de la multiplicidad de situaciones observables en los mantos cantábricos, tanto por lo que se refiere a la naturaleza de la superposición tectónica como a los valores reales de desplazamiento. En cualquier caso, la lámina avanza sin que se rompa o pliegue, al menos de un modo notable. El acortamiento tiene lugar por deslizamiento y por tanto, los factores que afectan al avance del manto serán aquellos que incidan sobre la fricción. La baja o nula deformación en la parte superior e inferior del manto y la ausencia o escasa importancia de rocas o fábricas originadas por la fricción de la lámina cabalgante sobre su autóctono, indican un τ de fricción bajo y por consiguiente, los factores fundamentales en el control del avance del manto, serán aquellos que tiendan a rebajar la fricción. De acuerdo con el criterio para deslizamiento propuesto por Jaeger (1969), antes mencionado, para explicar el avance del manto es necesario recurrir a los factores antes citados (presión de fluidos, materiales de baja cohesión al deslizamiento, etc.), suponiendo que estos actúan durante un lapso de tiempo suficiente como para permitir el desplazamiento.

La base de las unidades alóctonas está constituida generalmente por la Fm Láncara, que se apoya sobre diferentes materiales, por lo cual, de existir algún nivel que rebaje la fricción, este debe situarse por encima de la superficie de cabalgamiento, es decir, dentro de las calizas y dolomías que constituyen la citada formación. La posible existencia de alguno de estos niveles ha sido discutida ya anteriormente.

Otro factor que puede influir es la presión de fluidos por debajo de la superficie de cabalgamiento. En este caso, es necesario admitir la existencia de fluidos dentro del bloque autóctono, cuya presión se vería incrementada por la sobrecarga tectónica producida por la superposición de la lámina que desliza. Apoyando este hecho, se puede destacar que los mantos tienden a deslizar con cierta frecuencia sobre formaciones arenosas. Por otro lado, no hay que descartar la posibilidad de que los fluidos tiendan a circular a lo largo de las superficies de fractura.

Replegamiento posterior de las láminas cabalgantes

Como se ha señalado anteriormente, un replegamiento general sucede en el tiempo a la formación de los cabalgamientos. Este hecho se puede explicar si se considera que el deslizamiento de una lámina cabalgante tiene unas limitaciones que vienen impuestas por la persistencia de las condiciones favorables para su desarrollo. La desaparición de estas condiciones inhibirá el movimiento de los mantos, con lo cual el acortamiento proseguirá mediante el desarrollo de pliegues. La iniciación y amplificación de estos pliegues se verá notablemente favorecida por las características propias del «multilayer» ya descritas y por las irregularidades creadas como consecuencia del emplazamiento de los mantos.

CONCLUSIONES

Las diferencias existentes entre los factores que influyen en la deformación en la ZC y ZAOL imponen el desarrollo de una diferente secuencia deformacional en ambas zonas. Así,

mientras en la ZAOL una fase de plegamiento precede a la formación de cabalgamientos, en la ZC son éstos las primeras estructuras que se forman.

Un análisis mecánico previo de los cabalgamientos de la ZC, partiendo de las evidencias de campo, permite destacar alguno de los factores que influyeron en su desarrollo, tal como la presión de fluidos localizada en un nivel preferente y favorecida probablemente por reacciones de deshidratación y por la existencia de niveles impermeables. Por el contrario, en los cabalgamientos de la ZAOL no parecen existir evidencias de factores que hayan podido rebajar la fricción y en consecuencia, éstos se originan después de una importante etapa de deformación; los valores altos de la fricción obtenidos durante el desplazamiento de los mantos en esta zona, se evidencian por el desarrollo de amplias franjas intensamente deformadas en relación con la superficie de fractura.

BIBLIOGRAFÍA

- BASTIDA, F. y PULGAR, J. A. (1978): La estructura del manto de Mondoñedo entre Burela y Tapia de Casariego (costa Cantábrica, NW de España). *Trab. Geol. Univ. de Oviedo*, n.º 10, p. 75-159.
- BIRCH, F. (1961): Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting. *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 72, p. 1441-1444.
- BLAY, P., COSGROVE, J. W. y SUMMERS, J. M. (1977): An experimental investigation of the development of structures in multilayers under the influence of gravity. *Jl. Geol. Soc. Lond.*, vol. 133, p. 329-342.
- CAPDEVILA, R. (1967): Extension du métamorphisme régional hercynien dans le Nord-Ouest de l'Espagne (Galice orientale, Asturias, Leon). *Soc. Geol. France, Compte rendu*, 7th ser., t. 9, n.º 5, p. 277-279.
- FOLK, R. L. y PITTMAN, J. S. (1971): Length-slow chalcedony: a new testament for vanished evaporites. *Jour. Sed. Petrol.*, vol. n.º 4, p. 1045-1058.
- FORRISTALL, G. Z. (1972): Stress distributions and overthrust faulting. *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 83, p. 3073-3081.
- HEARD, H. C. y RUBEY, W. W. (1966): Tectonic implications of gypsum dehydration. *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 77, p. 741-760.
- HUBBERT, M. K. y RUBEY, W. W. (1959): Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting: I. Mechanics of fluid-filled porous solids and its application to overthrust faulting. *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 70, p. 115-166.
- HSU, K. J. (1969): Role of cohesive strength in the mechanics of overthrust faulting and landsliding. *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 80, p. 927-952.
- JAEGER, J. C. (1969): *Elasticity, fracture and flow*. 3 th. ed.: Methuen London, 268 p.
- JULIVERT, M. (1971): Décollement tectoniques in the hercynian cordillera of Northwest Spain. *Am. Jour. Sci.*, vol. 270, p. 1-29.
- JULIVERT, M. y MARCOS, A. (1973): Superimposed folding under flexural conditions in the Cantabrian Zone (Hercynian cordillera, Northwest Spain). *Am. Jour. Sci.*, vol. 273, p. 353-375.
- JULIVERT, M., FONTBOTÉ, J. M., RIBEIRO, A. y CONDE, L. (1974): *Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares: Memoria explicativa*. *Inst. Geol. Min. Esp.*, Madrid, 113 p.
- KEHLE, R. D. (1970): Analysis of gravity sliding and orogenic translation. *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 81, p. 1641-1663.
- MARCOS, A. (1973): Las series del Paleozoico inferior y la estructura hercyniana del occidente de Asturias (NW de España). *Trab. Geol. Univ. de Oviedo*, n.º 6, p. 1-113.
- MATTE, Ph. (1968): La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne). *Trav. Lab. Géol. Fac. Sc. Grenoble*, vol. 44, p. 1-128.
- MOHR, C. G. VAN DER MEER (1969): The stratigraphy of the Cambrian Láncara Formation between the Luna River and the Esla River in the Cantabrian Mountains, Spain. *Leids Geol. Meded.*, vol. 43, p. 233-316.
- MURRELL, S. A. F. e ISMAIL, I. A. M. (1976): The effect of decomposition of hydrous minerals on the mechanical properties of rocks at high pressures and temperatures. *Tectonophysics*, vol. 31, p. 207-258.
- PÉREZ-ESTAÚN, A. (1978): Estratigrafía y estructura de la rama Sur de la Zona Asturoccidental-leonesa. *Mem. Inst. Geol. Min. España*, t. 92, p. 1-150, Madrid.
- PRICE, N. J. (1977): Aspects of gravity tectonics and the development of listric faults. *Jl. Geol. Soc. Lond.*, vol. 133, p. 311-327.
- RALEIGH, C. B. y GRIGGS, D. T. (1963): Effect of the toe in the mechanics of overthrust faulting. *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 74, p. 819-830.
- READE, T. H. (1908): The mechanics of overthrust. *Geol. Mag.*, vol. 5, p. 518.
- RUBEY, W. W. y HUBBERT, M. K. (1959): Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting. II. Overthrust belt in geosynclinal area of Western Wyoming in light of fluid-pressure hypothesis. *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 70, p. 167-206.
- SIBSON, R. H. (1977): Fault rocks and fault mechanism. *Jl. Geol. Soc. Lond.*, vol. 133, p. 191-213.
- SMOLUCHOWSKI, M. S. (1909): Some remarks on the mechanics of overthrust. *Geol. Mag.*, vol. 6, p. 204-205.
- SPEED, R. C. y CLAYTON, R. N. (1975): Origin of marble by replacement of gypsum in carbonate breccia nappes, Carson Sink Region, Nevada. *Jour. Geol.*, vol. 83, p. 223-237.
- TERZAGHI, K. (1945): Stress conditions for the failure of saturated concrete and rocks. *Am. Soc. Testing Materials Proc.*, vol. 45, p. 784-786.
- WALTER, R. (1968): Die Geologie in der nordöstlichen Provinz Lugo (Nordwest Spanien). *Geotekt. Forsch.*, vol. 27, p. 3-70.
- ZAMARREÑO, I. (1972): Las litofacies carbonatadas del Cámbrico de la Zona Cantábrica (NW España) y su distribución paleogeográfica. *Trab. Geol. Univ. de Oviedo*, t. 5, p. 1-118.
- ZAMARREÑO, I. (1975): Peritidal origin of Cambrian carbonates in Northwest Spain. *Tidal deposits*, Springer Verlag, p. 289-298.
- ZAMARREÑO, I. y JULIVERT, M. (1967): Estratigrafía del Cámbrico del Oriente de Asturias y estudio petrográfico de las facies carbonatadas. *Trab. Geol. Univ. de Oviedo*, t. 1, p. 135-163.

Recibido, junio 1978 y revisado, marzo 1980.