

# LA ESQUISTOSIDAD PRIMARIA Y LAS MICROESTRUCTURAS DE LAS CUARCITAS EN LA ZONA ASTUROCCIDENTAL-LEONESA (NW DE ESPAÑA)

F. BASTIDA

TRABAJOS DE GEOLOGIA Bastida, F. (1982).—La esquistosidad primaria y las microestructuras de las cuarcitas en la Zona Asturoccidental-leonesa. *Trabajos de Geología*. Univ. de Oviedo, 12, 159-185.



En el presente trabajo se analiza la esquistosidad y las microestructuras originadas durante la primera fase de la deformación hercíniana en la Zona Asturoccidental-leonesa. En la primera parte, se describen los principales tipos de esquistosidad primaria presentes en la zona estudiada, los cuales varían entre tres términos extremos: esquistosidad grosera, «slaty cleavage» y «schistosity»; la existencia de uno u otro tipo está condicionada por la litología y las condiciones físicas en que se produjo la deformación. Asimismo, se han analizado los mecanismos causantes de esta esquistosidad, habiéndose constatado la importancia de la disolución por presión y la cristalización y recristalización de filosilicatos. En la segunda parte, se ha establecido la secuencia de los tipos microestructurales de cuarcitas existentes en el área estudiada, habiéndose distinguido: cuarcitas con granos detríticos poco deformados, cuarcitas con granos deformados y poco o nada recristalizados, cuarcitas con granos nuevos y viejos y cuarcitas con engrosamiento de grano; estos tipos microestructurales son muy sensibles al aumento del grado de metamorfismo. Finalmente esta secuencia microestructural se ha interpretado en función de los mecanismos de deformación y de los factores que condicionaron el desarrollo de ésta. En lo que se refiere al «creep» de estado estable, el modelo microestructural observado se ha contrastado con los resultados teóricos y experimentales plasmados en los mapas de mecanismos de deformación del cuarzo actualmente disponibles.

The present paper deal with the analysis of the first Hercynian cleavage ( $S_1$ ) and study of the quartzite microstructures in the Westasturian-leonese Zone. In the first part of this work, the different types of cleavages ( $S_1$ ) existing in this area are shown and three end types can be established: rough cleavage, slaty cleavage and schistosity. The presence of one this types depends on the lithologie and the physical environmental conditions under which the deformation took place. Equally, the mechanism of formation of these cleavages have been analysed, showing the importance of the pressure solution and crystallization and recrystallization of phyllosilicates. A sequence of several microstructural types of quartzites is described in the second part of this paper: quartzites with detrital grains almost undeformed, quartzites with deformed and slightly or no recrystallized quartz grains, quartzites with old and new quartz grains and quartzites with coarsening of grains. These microstructural types are very sensitives to the increasing of metamorphism. The microstructural sequence have been interpreted as a function of the deformation mechanisms and the different factors involved in the deformation development. The microstructural model here observed is compared with the quartz deformation mechanism maps established by different authors.

*Fernando Bastida, Dpto. de Geotectónica. Universidad de Oviedo. Manuscrito recibido el 15 de abril de 1982.*

La Zona Asturoccidental-leonesa (Fig. 1) constituye, dentro de la rama N del Macizo Hercíniano Ibérico, una región de transición entre las zonas externas de la cordillera (Zona Cantábrica), en las que no se ha desarrollado ni

esquistosidad, ni metamorfismo, ni magmatismo apreciables, y las zonas internas (Galicia media y occidental), en las que los procesos de deformación, metamorfismo y magmatismo han sido muy importantes.

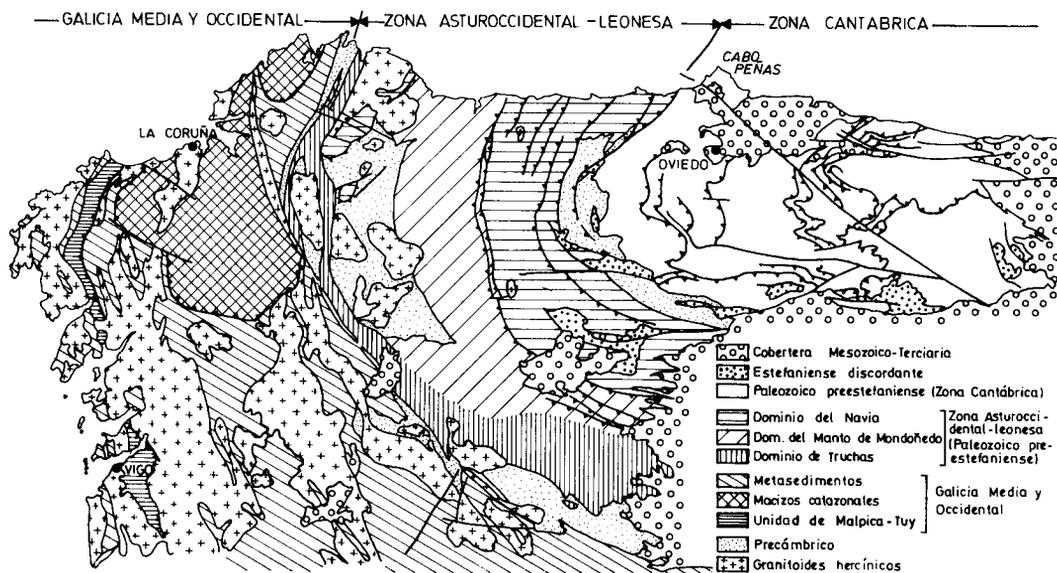


Fig. 1.—La Zona Asturoccidental-leonesa en el contexto geológico de la rama N del Macizo Herciniano Ibérico.

Desde el punto de vista estratigráfico, la Zona Asturoccidental-leonesa se caracteriza por la existencia de un gran espesor de materiales del Paleozoico inferior (Marcos 1973; Pérez Estaun 1978). Con el fin de dar una idea general de las características de las rocas en las que se desarrollan las microestructuras que se van a analizar, en la Fig. 2 se ilustran tres columnas estratigráficas representativas de tres dominios de diferentes características paleogeográficas y estructurales; dos de ellos (dominio del Navia y dominio del manto de Mondoñedo) se sitúan en la Zona Asturoccidental-leonesa, mientras que el otro (región de Cabo Peñas) corresponde a la Zona Cantábrica. No obstante, la región de Cabo Peñas presenta ciertas afinidades estratigráficas y estructurales con la Zona Asturoccidental-leonesa, situándose además dentro de ella el frente de la esquistosidad, razones por las cuales dicha región ha sido también considerada en el presente trabajo.

Los principales rasgos estructurales de la rama N de la Zona Asturoccidental-leonesa se originaron durante la orogénesis hercíniana y pueden observarse en la Fig. 3, a partir de la cual se deduce que la deformación se llevó a cabo a lo largo de tres fases principales:

— 1.<sup>a</sup> fase ( $F_1$ ). Dio lugar a pliegues vergentes hacia el E (zonas externas) acompañados de una esquistosidad primaria ( $S_1$ ).

— 2.<sup>a</sup> fase ( $F_2$ ). Dio lugar a cabalgamientos en las zonas más superficiales y a zonas de cizalla dúctiles en zonas más profundas. Asociada a estas estructuras se desarrolla una esquistosidad de crenulación ( $S_2$ ).

— 3.<sup>a</sup> fase ( $F_3$ ). Se manifiesta por la aparición de pliegues suaves, asimétricos y de plano axial subvertical; suelen llevar asociada una esquistosidad de crenulación ( $S_3$ ).

En la Zona Asturoccidental-leonesa se ha desarrollado, acompañando a la deformación hercíniana, un metamorfismo regional intermedio de baja presión, cuyo grado aumenta, en líneas generales, hacia el W, es decir, hacia las zonas internas de la cadena (Fig. 4). Las relaciones entre cristalización metamórfica y deformación se encuentran representadas en la Fig. 5.

En el presente trabajo, se pretende analizar la esquistosidad primaria y las demás microestructuras que se originaron durante la primera fase de la deformación en la Zona Asturoccidental-leonesa. El motivo de este estudio se basa en el hecho de que el conocimiento de estas microestructuras permite extraer interesantes conclusiones acerca de las características de la deformación, principalmente en lo que se refiere a su intensidad, a los mecanismos que permitieron su desarrollo y a las condiciones físicas en que se produjo.

Las observaciones se han realizado a partir

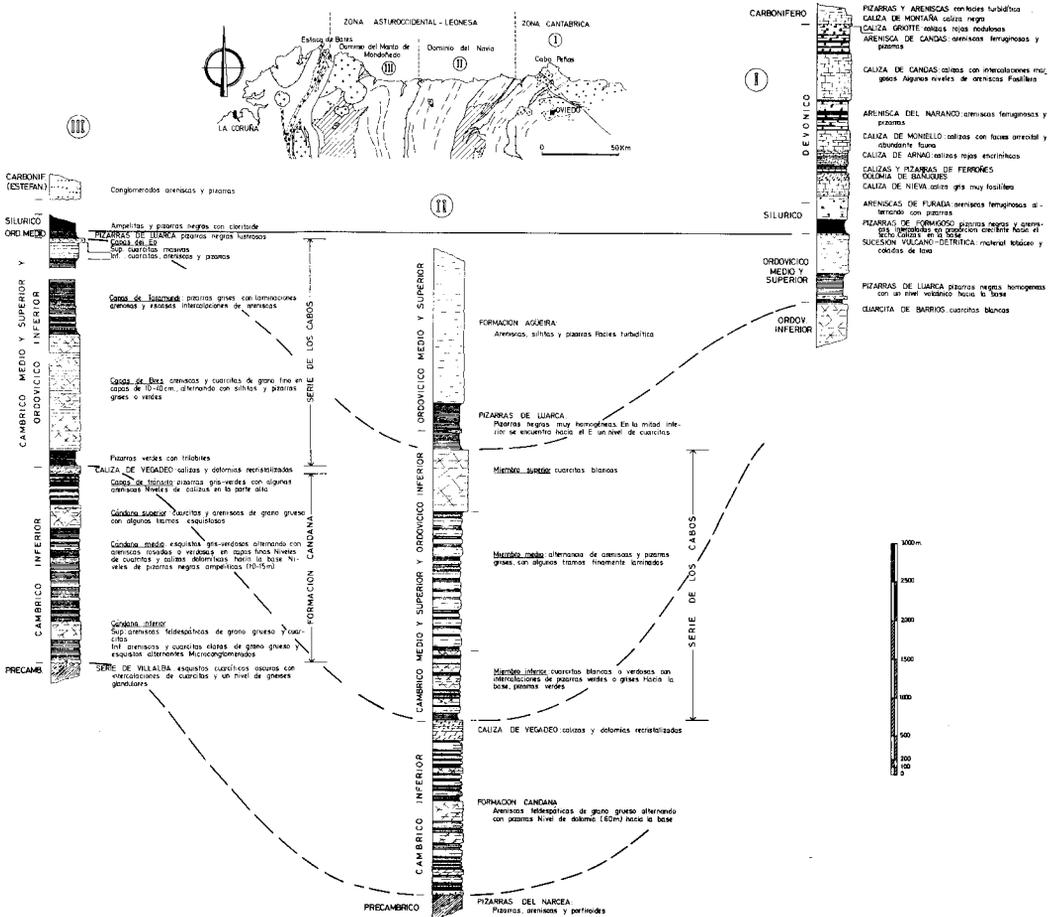


Fig. 2.—Columnas estratigráficas representativas de los dominios del área estudiada. I, basada en Truyols y Julivert (1976). II, basada en Marcos (1973). III, basada en Bastida y Pulgar (1978) y Marcos y Pérez Estaun (1980); (figura tomada de Bastida 1980 y Pulgar 1980).

de localidades situadas en la rama N de la Zona Asturoccidental-leonesa (incluyendo la región de Cabo Peñas ya mencionada), pero las conclusiones obtenidas pueden razonablemente extenderse a la totalidad de esta zona.

Este trabajo consta de dos partes:

En la primera parte, se describen las características generales de la esquistosidad primaria ( $S_1$ ) en función de la litología y grado de metamorfismo y se analizan después los principales mecanismos que intervienen en su desarrollo.

En la segunda parte, se describen las microestructuras que se desarrollan en las cuarcitas durante la primera fase de deformación, in-

terpretándose luego en función de los mecanismos y factores que intervinieron en su desarrollo. El interés particular de estas rocas, abundantes en la Zona Asturoccidental-leonesa, radica en que el cuarzo es uno de los minerales más estudiados desde el punto de vista de la deformación, lo cual permite obtener interesantes conclusiones en torno al desarrollo de ésta en medios naturales.

Dado el confusiónismo existente en lo que se refiere a la terminología de las esquistosidades, es conveniente destacar que en el presente estudio, hemos seguido la terminología propuesta en un trabajo anterior (Bastida 1981a).

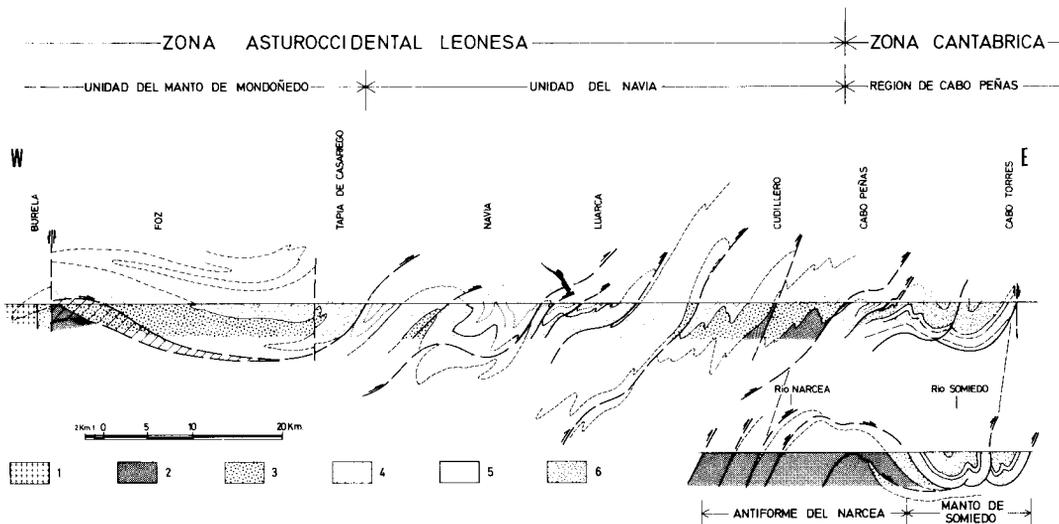


Fig. 3.—Corte geológico realizado a través del área considerada en el presente trabajo (costa cantábrica), en el que se muestran las características generales de las estructuras mayores de la Zona Asturoccidental-leonesa. 1, granitos. 2, Precámbrico. 3, Cámbrico inferior. 4, Cámbrico medio-Ordovícico inferior. 5, Ordovícico medio-Silúrico. 6, Devónico-Carbonífero inferior (según Bastida 1980 y Pulgar 1980).

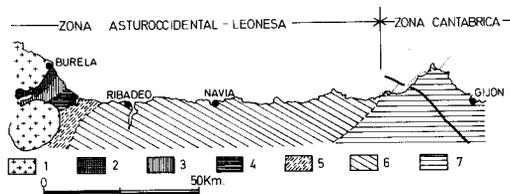


Fig. 4.—Esquema cartográfico de las zonas del metamorfismo regional en el sector de la costa cantábrica correspondiente al área considerada en el presente trabajo (Figura construida de acuerdo con datos de Bastida y Pulgar 1978; Brime y Pérez-Estaun 1980 y Martínez-Catalán 1981). 1, granitos hercínicos. 2, zona de la sillimanita. 3, zona de la andalucita. 4, zona del granate. 5, zona de la biotita. 6, zona de la clorita. 7, no metamórfico.

### LA PRIMERA FASE DE LA DEFORMACION EN LA ZONA ASTUROCCIDENTAL-LEONESA

Para comprender bien las características morfo-genéticas de la esquistosidad primaria y de las demás microestructuras del área estudiada es conveniente describir, aunque sea de forma so-mera, el contexto estructural en el que se encuadran dichas microestructuras, descripción que realizaremos a continuación.

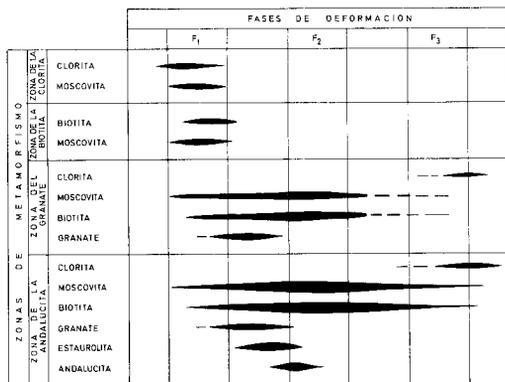


Fig. 5.—Relaciones cronológicas entre la cristalización meta-mórfica y las fases de deformación en cada una de las zonas del metamorfismo regional (según Bastida y Pulgar 1978).

Como ya hemos dicho anteriormente, durante la primera fase de deformación (F<sub>1</sub>) se desarrol-la un proceso de plegamiento, al cual se asocia la formación de la esquistosidad primaria (S<sub>1</sub>). Las estructuras que se originan vergen siempre hacia las zonas externas.

Observando el corte de la Fig. 3, se deduce que el tamaño de los pliegues F<sub>1</sub> decrece hacia el E, pasándose desde flancos inversos de 10 a 20 Km de longitud (medida de charnela a charnela adyacente) al W a flancos inversos de 2 a 4 Km de longitud al E.

La posición original de estos pliegues  $F_1$  también varía a lo largo del mencionado corte, pasándose desde pliegues acostados en la parte occidental, a pliegues cuyos planos axiales presentaban inclinaciones medias (de 25 a 45° al W, o incluso más en la región de Cabo Peñas) en la parte oriental.

El ángulo entre flancos decrece hacia el W, tanto en los pliegues mayores  $F_1$  como en los menores. De la misma manera, el porcentaje de acortamiento debido a la  $F_1$  y medido a partir de pliegues paralelos aplastados (Bastida 1981b), aumenta hacia el W (Fig. 6).

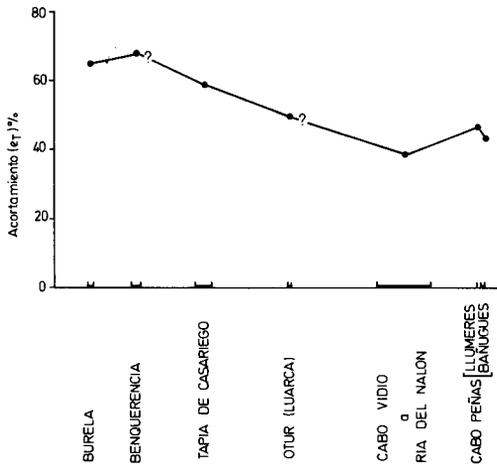


Fig. 6.—Distribución del acortamiento máximo debido a la  $F_1$  y medido, a partir de pliegues paralelos aplastados, en diversas localidades situadas a lo largo de la costa cantábrica; la escala, en el eje de abscisas, se ha construido teniendo en cuenta la posición de las localidades a lo largo del corte considerado (E a la derecha) (según Bastida 1981b).

El análisis de los pliegues  $F_1$  conduce en definitiva a la conclusión de que durante la primera fase de deformación, ésta aumenta de las zonas externas a las internas, de forma que la esquistosidad primaria se forma en unas condiciones de acortamiento que oscilan entre el 40 y el 70%.

### ANÁLISIS DE LA ESQUISTOSIDAD PRIMARIA ( $S_1$ )

#### LA $S_1$ A LA ESCALA MESOSCÓPICA

A la escala de afloramiento, la  $S_1$  presenta diferente aspecto según la litología considerada,

el grado de metamorfismo, la posición dentro de las estructuras  $F_1$  y el grado de evolución de éstas.

En las rocas pelíticas y en zonas de bajo metamorfismo, la esquistosidad presenta el aspecto característico de un «slaty cleavage», con una gran penetrabilidad de las superficies  $S_1$ , tratándose de una esquistosidad prácticamente continua. A medida que el grado de metamorfismo aumenta, las pizarras se convierten en filitas y éstas en esquistos, con lo cual la  $S_1$  se transforma gradualmente en una «schistosity», en la que pueden observarse fácilmente a simple vista los cristales de filosilicatos. Cuando se trata de tramos pelíticos de cierto espesor, la disposición de la  $S_1$  con relación a los pliegues  $F_1$ , es de plano axial.

En el caso de materiales competentes, areniscas y cuarcitas, la  $S_1$  puede desde no manifestarse a escala mesoscópica hasta presentarse como una esquistosidad espaciada muy penetrativa. En las partes más orientales del área estudiada, la  $S_1$  prácticamente no se manifiesta en estas rocas, salvo en situaciones estructurales particularmente favorables, como, por ejemplo, en los arcos internos de las zonas de charnela de las capas plegadas; únicamente en el caso de litologías impuras (tránsito pizarra-arenisca), la  $S_1$  puede presentarse en esta parte E como una esquistosidad espaciada (Fig. 7A). A medida que progresamos hacia el W, la esquistosidad en areniscas y cuarcitas se manifiesta con mayor frecuencia, aunque siempre como una esquistosidad espaciada. En las zonas más occidentales de la unidad del manto de Mondoñedo, la esquistosidad, aunque sigue siendo espaciada, se hace más manifiesta y penetrativa y se presenta de una manera prácticamente generalizada. En estas litologías competentes, la esquistosidad presenta habitualmente una disposición en abanico convergente con relación a los pliegues a los que se encuentra asociada; el grado de convergencia depende, no sólo de la litología, sino también del grado de evolución de las estructuras. Así, cuanto mayor es el aplastamiento sufrido por el pliegue, más se acerca la  $S_1$  asociada a una esquistosidad de plano axial.

Cuando se trata de litologías consistentes en alternancias de pizarras y areniscas, se observan a veces refracciones de la esquistosidad (Fig. 7B) que se verifican de forma gradual cuando el cambio litológico es también gradual. Con relación a los pliegues, la  $S_1$  presenta en



Fig. 7.—A) Esquistosidad espaciada en areniscas de la Formación Formigoso (Llumeres, región de Cabo Peñas). B) Refracción de la esquistosidad al atravesar niveles de diferente competencia en la Formación Cándana, al E de Cudillero (parte oriental del dominio del Navia).

estos casos una disposición en abanico convergente en las capas competentes y divergente en las incompetentes. En el caso de alternancias de pizarras con laminaciones de siltitas, la  $S_1$  da lugar a desplazamientos aparentes en las laminaciones y a la destrucción parcial de éstas, que aparecen irregulares y discontinuas. Los desplazamientos aparentes se producen a través de las líneas oscuras que definen la esquistosidad primaria.

estando constituido por unas láminas de esquistosidad, formadas por superficies irregulares y anastomosadas donde se concentran minerales félicos (principalmente opacos y filosilicatos), y unos microlitones de espesor muy pequeño (normalmente menor que 0,05 mm) y formados

#### LA $S_1$ A LA ESCALA MICROSCÓPICA

Análogamente al caso de la escala mesoscópica, la morfología de la  $S_1$  a la escala microscópica depende principalmente de la litología y del grado de metamorfismo.

*Rocas pelíticas.*—En estas rocas, la esquistosidad primaria varía entre un «slaty cleavage» grosero y una «schistosity».

Cuando se trata de rocas pelíticas con bajo contenido en cuarzo, el «slaty cleavage» grosero (Fig. 8) se desarrolla principalmente en la región de Cabo Peñas y es muy penetrativo,

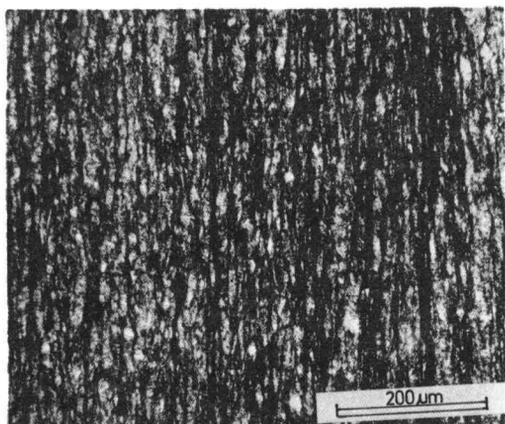


Fig. 8.—«Slaty cleavage» grosero en las Pizarras de Luarca (región de Cabo Peñas).

por cuarzo y filosilicatos con un grado de orientación dimensional variable. En ocasiones, existe abundante sericita de neoformación muy orientada, lo cual aumenta la penetratividad de la  $S_1$ , tratándose en estos casos de un estadio de transición entre un «slaty cleavage» grosero y un «slaty cleavage». Esta transición se produce en la parte más oriental del dominio del Navia. Hacia el W, se pasa a un «slaty cleavage» (Fig. 9A y B), en el cual desaparece el carácter de esquistosidad en dominios (láminas de esquistosidad y microlitones) de la  $S_1$ , tratándose de una esquistosidad definida principalmente por la orientación dimensional preferente de filosilicatos de pequeño tamaño; este «slaty cleavage» se desarrolla en la mayor parte del dominio del Navia y en la mitad oriental del manto de Mondoñedo. En la parte occidental de este dominio (parte alta de la zona metamórfica del granate), tiene lugar una transición muy gradual de un «slaty cleavage» a una «schistosity», de forma que, al W de la Ría de Foz, se desarrolla esta última estructura de una manera generalizada, estando definida por la orientación dimensional preferente de grandes cristales de mica.

Cuando se trata de pizarras o esquistos cuarzosos, no se llega a desarrollar un verdadero «slaty cleavage», por lo que se pasa directamente de un «slaty cleavage», grosero a una «schistosity» conforme aumenta el grado de metamorfismo, es decir según se progresa de E a W. En estos casos, es frecuente que los bordes largos de los granos de cuarzo aparezcan cortados por las láminas de esquistosidad, mientras que en los bordes cortos, generalmente transversales a la  $S_1$ , se desarrollan sombras de presión. Cuando aparecen laminaciones

de siltitas intercaladas en las pizarras, es frecuente que aparezcan pliegues a los que se asocia un incipiente bandeo tectónico, en el que se distinguen unas zonas claras relativamente enriquecidas en cuarzo en las inmediaciones de la zona de charnela. En los contactos pelita-siltita se desarrollan a menudo estructuras linguoides (Fig. 10). Cuando estos contactos no son netos y existe, por tanto, un tránsito gradual de pizarras a siltitas, la  $S_1$  cambia también gradualmente a menudo de un «slaty cleavage» a un «slaty cleavage» grosero.

*Areniscas.*—Se ha analizado la esquistosidad en numerosas areniscas con una cierta variedad de tamaños de grano (diámetro medio entre 0,04 y 0,5 mm.), predominando el grano fino y tratándose incluso, en algunos casos, de siltitas. No obstante, desde el punto de vista de la esquistosidad primaria todas pueden ser consideradas dentro del mismo grupo; además, dado que se trata de rocas a veces muy deformadas, el tamaño de grano actual no tiene por qué coincidir necesariamente con el tamaño original de los granos detríticos. Por otro lado, las muestras analizadas presentan un porcentaje muy variable de matriz, existiendo desde cuarcitas hasta grauvacas; esta característica es muy importante como factor en el desarrollo morfológico de la esquistosidad.

En areniscas con un contenido en matriz importante (grauvacas), la  $S_1$  puede ser una esquistosidad grosera, un «slaty cleavage» grosero o una «schistosity». La esquistosidad grosera (Figs. 11 y 12) predomina en la parte oriental del área estudiada; hacia el W, esta esquistosidad suele convertirse en un «slaty cleavage grosero». La zona donde se produce esta trans-

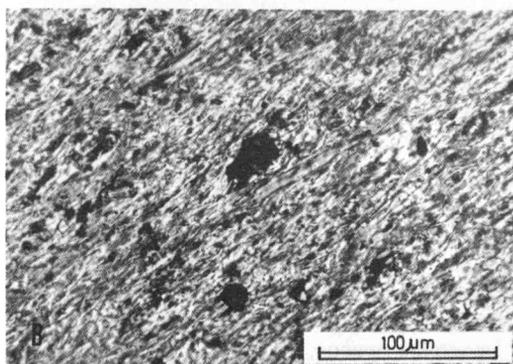
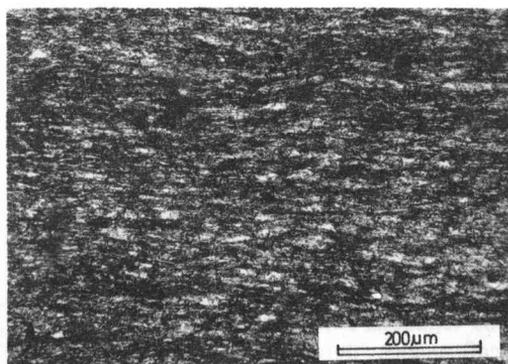


Fig. 9.—Dos aspectos del «slaty cleavage» desarrollado en pizarras de la Zona Asturoccidental-leonesa. A) Dominio del manto de Mondoñedo. B) Dominio del Navia.

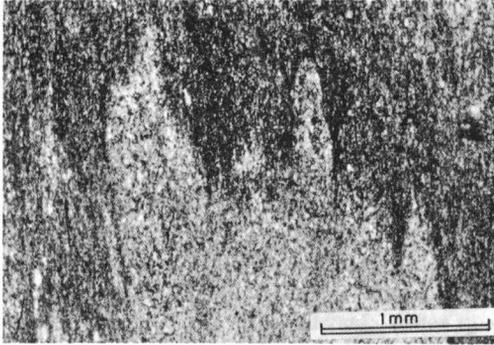


Fig. 10.—Estructuras que se originan en los contactos pelita-siltita en materiales de la Serie de los Cabos (Tapia de Casariego, parte oriental del dominio del manto de Mondoñedo).

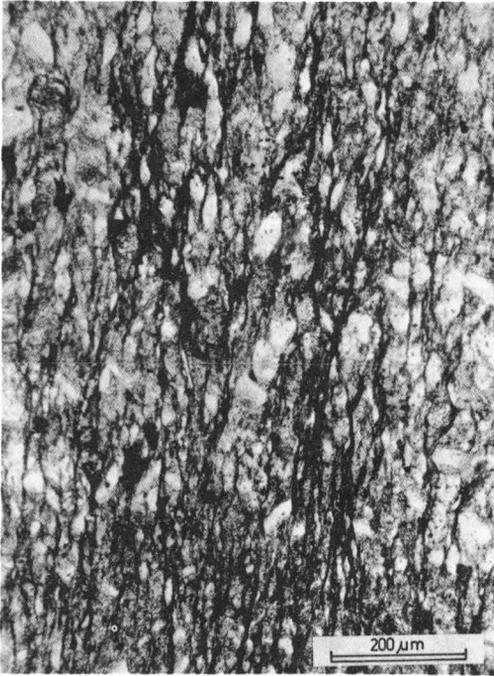


Fig. 11.—Esquistosidad gruesa en areniscas de la Formación Formigoso (Llumeres, región de Cabo Peñas).

formación se sitúa tanto más al E cuanto más elevado es el porcentaje en matriz. Estas dos esquistosidades se caracterizan generalmente por la existencia de unas láminas onduladas, anastomosadas, orientadas y formadas por filosilicatos (minerales arcillosos, sericita y clorita) y minerales opacos; en general, hacia el W aumenta el porcentaje de filosilicatos de neoformación (sericita y clorita) en las láminas de

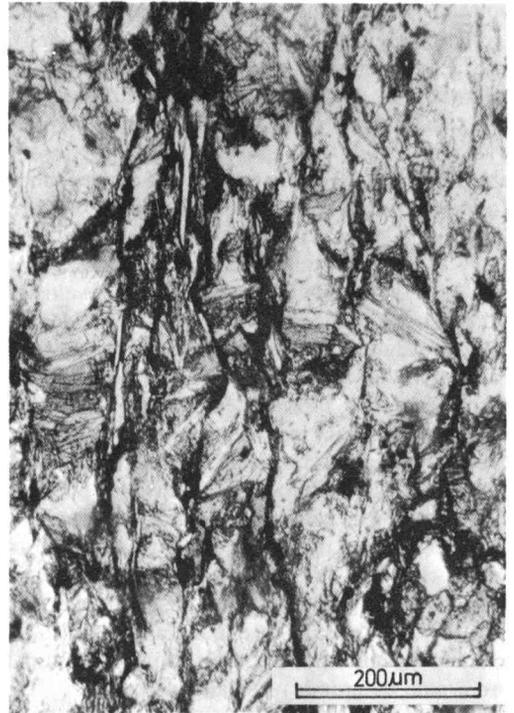


Fig. 12.—Esquistosidad gruesa en areniscas de la Serie de los Cabos (Tapia de Casariego, en la parte oriental del dominio del manto de Mondoñedo). Obsérvese la existencia de una notable proporción de micas detríticas con un grado de orientación dimensional muy deficiente.

esquistosidad. Los microlitones están constituidos por cuarzo y, en mucha menor proporción, por filosilicatos; en ellos, los minerales aparecen sin orientar en la esquistosidad gruesa y orientados en el «slaty cleavage» grueso. Es frecuente, como en el caso de las pizarras arenosas, que existan en los microlitones granos de cuarzo cortados por las láminas de esquistosidad y desarrollando sombras de presión en las inmediaciones de sus bordes cortos transversales a la  $S_1$ . Es destacable además que, en las rocas arenosas con esquistosidad gruesa o «slaty cleavage» grueso, se distingue dos tipos de granos de mica (Figs. 12 y 13): detríticos y de neoformación. Los primeros son grandes, normalmente de moscovita, con una orientación dimensional deficiente, desarrollando a menudo colas de presión y estando a veces, plegadas. Los segundos son granos pequeños de sericita neoformados durante el metamorfismo, que presentan una buena orientación dimensional preferente, estando concentrados principal-

mente en las láminas de esquistosidad. En algunos casos, sobre todo en muestras de la Formación Agüeira, la esquistosidad grosera no es una esquistosidad en dominios, sino que está definida por una orientación uniforme de los cristales de la matriz. En la parte más occidental del dominio del manto de Mondoñedo, la esquistosidad grosera o el «slaty cleavage» grosero se transforma en una «schistosity», en la que tanto el cuarzo como los filosilicatos están orientados, siendo los cristales de estos últimos minerales de notables dimensiones.

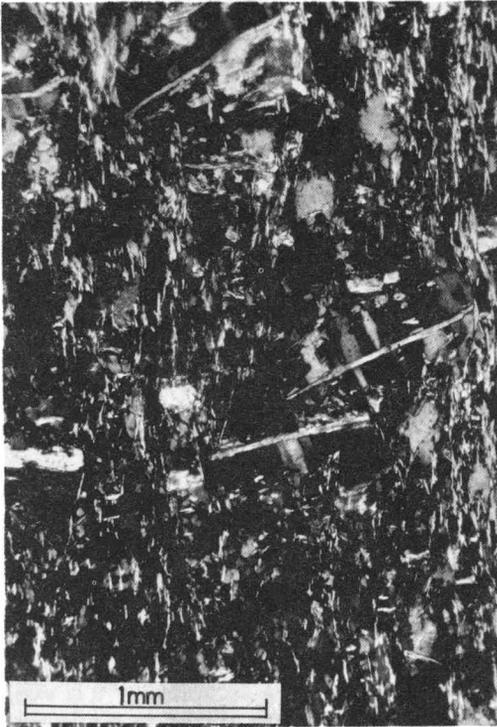


Fig. 13.—Detalle de una muestra en el que pueden observarse micas detríticas y micas de neoformación. Las primeras son las de mayor tamaño, aparecen sin orientar y desarrollan sombras de presión, evidenciando su carácter pretectónico (Serie de los Cabos, parte oriental del dominio del Navia).

En el caso de cuarcitas, se han observado desde muestras sin orientación dimensional preferente (Fig. 14) de los granos de cuarzo y, por tanto, sin desarrollo de la  $S_1$ , hasta muestras con una esquistosidad grosera definida por una orientación dimensional deficiente de dichos granos (Fig. 15). El primer tipo de muestras aparece preferentemente en la parte oriental del

área estudiada (región de Cabo Peñas y dominio del Navia), mientras que el segundo tipo aparece sobre todo en la parte Occidental (dominio del manto de Mondoñedo).

#### MECANISMOS DE FORMACIÓN DE LA ESQUISTOSIDAD

Como se ha podido ver, la esquistosidad en la Zona Asturoccidental-leonesa varía entre tres tipos extremos: esquistosidad grosera, «slaty cleavage» y «schistosity». La existencia de uno u otro tipo está condicionada por la litología y las condiciones físicas en que se produjo la deformación. Así, la esquistosidad grosera tiende a predominar en rocas arenosas con bajo grado de metamorfismo, el «slaty cleavage» en las pizarras y la «schistosity» en rocas con un grado de metamorfismo mayor. Los mecanismos que han intervenido en la formación de estos tipos de esquistosidades han sido esencialmente los mismos, habiendo variado únicamente, en cada caso, su importancia relativa. Los principales mecanismos que se suelen involucrar actualmente en el desarrollo de estas estructuras son los siguientes:

- Disolución por presión
- Rotación mecánica de minerales
- Cristalización y recristalización de minerales orientados.
- Deformación intracristalina

Estos mecanismos no son incompatibles entre sí, sino que probablemente actúan de forma conjunta para conducir al desarrollo de las estructuras descritas.

*Disolución por presión.*—Las evidencias de este mecanismo son muy numerosas, tanto a la escala microscópica como a la mesoscópica; su naturaleza y frecuencia dependen de la litología y del grado de metamorfismo.

A escala mesoscópica, las pruebas de disolución por presión más frecuentes consisten en la existencia de una diferenciación mineral en la esquistosidad espaciada que conduce a la aparición de láminas de esquistosidad constituidas por material más oscuro que el de los microlitones y, sobre todo, en la existencia de laminaciones aparentemente desplazadas o parcialmente destruidas al ser atravesadas por las mencionadas láminas de esquistosidad, lo cual suele ocurrir en tramos de pizarras con capas finas de siltitas. Estas evidencias han sido in-

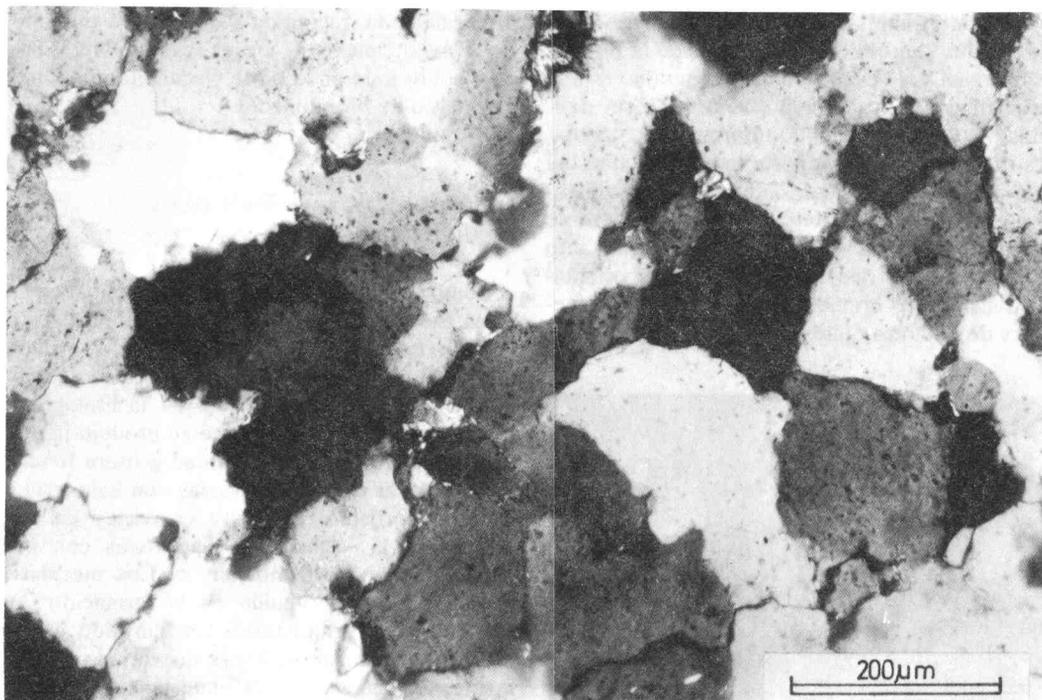


Fig. 14.—Cuarzita de la transición de la Serie de los Cabos a las Pizarras de Luarca (Otur, dominio del Navia), en la que no se ha desarrollado esquistosidad.



Fig. 15.—Esquistosidad gruesa desarrollada en una cuarzita de la Formación Cándana (E de la ría de Foz, dominio del manto de Mondoñedo).

terpretadas en los últimos años como pruebas de disolución por presión por numerosos autores (Groshong 1975; Alvarez et al. 1976; Hobbs et al. 1976; Kerrich 1978; Kerrich y Allison 1978; Bastida 1981a).

A escala microscópica las pruebas de disolución por presión son análogas a las descritas en el párrafo anterior. Así, son evidencias de este mecanismo, la diferenciación mineral que da lugar a la esquistosidad en dominios en la esquistosidad gruesa y en la «schistosity» y la existencia de granos de cuarzo con sus bordes largos y cortados por láminas de esquistosidad (Fig. 16) y /o presentando en sus bordes cortos sombras de presión. Estos aspectos han sido considerados como pruebas del mecanismo en cuestión por numerosos autores (Plesmann 1964; Durney 1972, 1976; Williams 1972; Elliot 1973; Geiser 1974; Wood 1974; Groshong 1975, 1976; Holeywell y Tullis 1975; Means 1975; McClay 1977; Beutner 1978; Gray 1978; Kerrich 1978; Kerrich y Allison 1978; White y Knipe 1978; Beach 1979; Bastida 1980, 1981a).

En general, las pruebas de disolución por presión son más espectaculares en las rocas arenosas, en las cuales su frecuencia aumenta al



Fig. 16.—Detalle de la  $S_1$  en el que se observan granos de cuarzo con sus bordes largos cortados por filossilicatos y adquiriendo un trazado festoneado como consecuencia de fenómenos de disolución por presión (areniscas de la Formación Cándana, dominio del Navia).

hacerlo el contenido en matriz. Con relación al grado de metamorfismo, se observa que dichas pruebas aumentan al disminuir dicho grado, alcanzando su máxima expresión en la zona anquimetamórfica y en la parte alta de la zona de la clorita (región de Cabo Peñas y parte oriental del dominio del Navia).

Resumiendo, y tal como expusimos en un trabajo anterior (Bastida 1981a), la disolución por presión ha debido contribuir al desarrollo de la  $S_1$  de diversas maneras:

1.—Dando lugar a la diferenciación en láminas de esquistosidad (películas orientadas de filossilicatos y minerales opacos) y en microlitones.

2.—Dando lugar al alargamiento orientado de granos de cuarzo.

3.—Facilitando el desarrollo de cristalización y recristalización de filossilicatos orientados.

De esta forma, la disolución por presión ha sido el mecanismo más importante en el desarrollo de la esquistosidad grosera y del «slaty cleavage» grosero. Sin embargo en la formación

de los otros tipos de esquistosidad primaria, aunque la disolución por presión ha debido jugar un papel importante, se ha requerido además la intervención de otros mecanismos.

*Rotación mecánica de filossilicatos.*—A lo largo de la descripción de la esquistosidad realizada anteriormente se han distinguido, sobre todo en las areniscas, unas micas detríticas y otras de neoformación (Fig. 13). Para analizar la importancia de la rotación mecánica de filossilicatos en el desarrollo de la  $S_1$ , hemos examinado la orientación preferente de las micas detríticas. La simple observación microscópica de estas micas permite deducir un grado de orientación deficiente y controlado en parte por la estratificación. Sin embargo, para cuantificar este aspecto, se ha medido en varias muestras la orientación de las trazas de planos (001) de micas detríticas, mediante el microscopio óptico, en secciones perpendiculares a la líneaación de intersección entre la estratificación y la esquistosidad. Los resultados se encuentran representados en los diagramas en rosa de las Figs. 17, 18 y 19, que muestran la distribución de frecuencias de las orientaciones obtenidas con relación a la estratificación  $S_0$  y a la esquistosidad ( $S_1$ ). A partir de dichas figuras se deduce que, salvo en el caso en que  $S_0$  y  $S_1$  coinciden, la orientación de las micas detríticas no coincide con la de la  $S_1$ , la cual está definida por otros aspectos más penetrativos. Generalmente, el intervalo modal de las orientaciones se sitúa en una posición intermedia entre las  $S_0$  y la  $S_1$ . A veces (Fig. 17B) es la  $S_0$  la que controla la orientación de estas micas.

Se deduce, en definitiva, la existencia de una fábrica inicial de las micas detríticas controlada por la estratificación. Con la deformación, se produce una rotación mecánica de dichas micas que conduce a una nueva orientación preferente, con un grado de desarrollo variable, pero que no llega a coincidir con la posición de la  $S_1$ , la cual está definida por películas de acumulación de fémicos (láminas de esquistosidad) o por pequeños filossilicatos perfectamente orientados. Análisis similares han sido llevados a cabo por otros autores (Williams 1972; Etheridge y Lee 1975; Bell 1978; Roy 1978; Mancktelow 1979) con resultados análogos a los obtenidos en este trabajo.

Puede constatar también la existencia de modelos de orientación diferentes según la posición estructural de la muestra analizada (Fig.

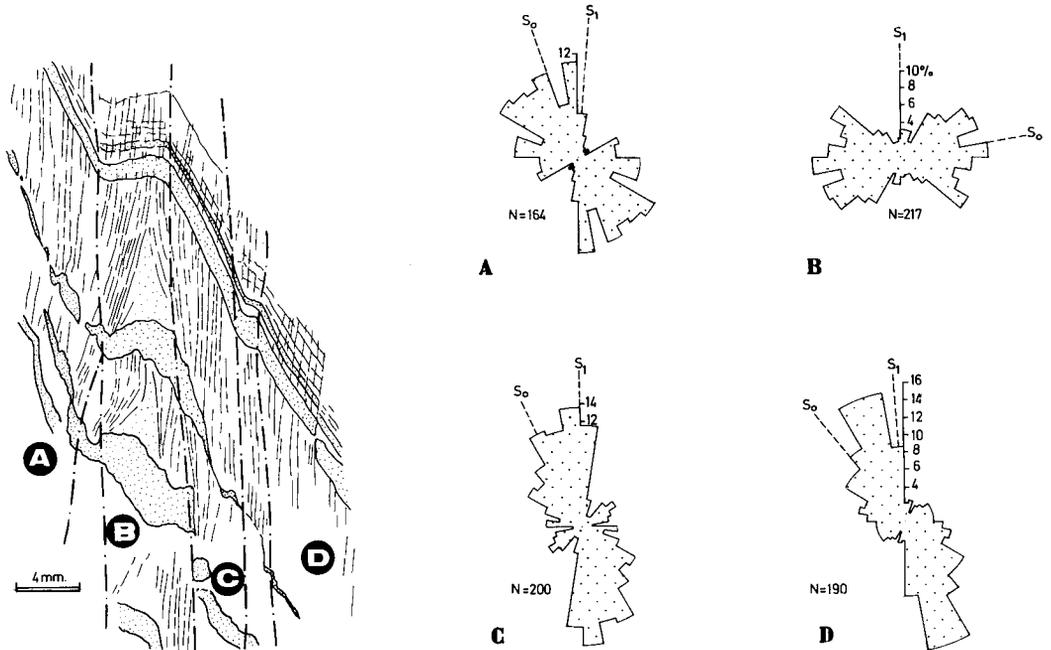


Fig. 17.—Diagramas de orientación de micas detriticas en diversos dominios de un micropliegue (Serie de los Cabos en el dominio del Navia).

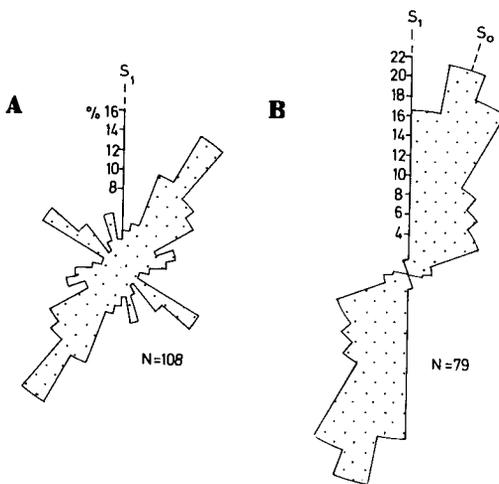


Fig. 18.—Diagramas de orientación de micas detriticas en muestras de la parte oriental del dominio del Navia.

17), lo cual refleja comportamientos diferentes de las micas detriticas. En las zonas de charnela de pliegues, los esfuerzos compresivos principales formaron un ángulo pequeño con los planos (001) de estas micas, lo que indujo frecuentemente en ellas un proceso de «buckling», en detrimento de la rotación de los granos. En los

flancos, las micas rotan pasivamente junto con ellos, llegando a formar pronto un ángulo grande con los esfuerzos compresivos, lo cual favorece la rotación de los granos.

De acuerdo con el anterior análisis, podemos concluir que la rotación mecánica de filosilicatos es un mecanismo secundario en el desarrollo de la  $S_1$ . No obstante, conviene destacar que, a causa de las litologías consideradas, los resultados sólo reflejan, en principio, la influencia de la rotación mecánica de filosilicatos en el desarrollo de la esquistosidad grosera o del «slaty cleavage» grosero, aunque los resultados pueden extrapolarse razonablemente al caso del «slaty cleavage».

*Cristalización y recristalización de minerales orientados.* En los párrafos anteriores, hemos deducido que la rotación mecánica de filosilicatos es un mecanismo poco importante en el desarrollo de la  $S_1$ . Esto sugiere que el mecanismo de cristalización y recristalización de filosilicatos orientados, que habitualmente se ha propuesto como un mecanismo alternativo en la formación de la esquistosidad, es un mecanismo importante. Este hecho se constata analizando la influencia que tienen las micas de neoformación en el desarrollo de la esquistosidad primaria, lo cual será realizado a continuación.

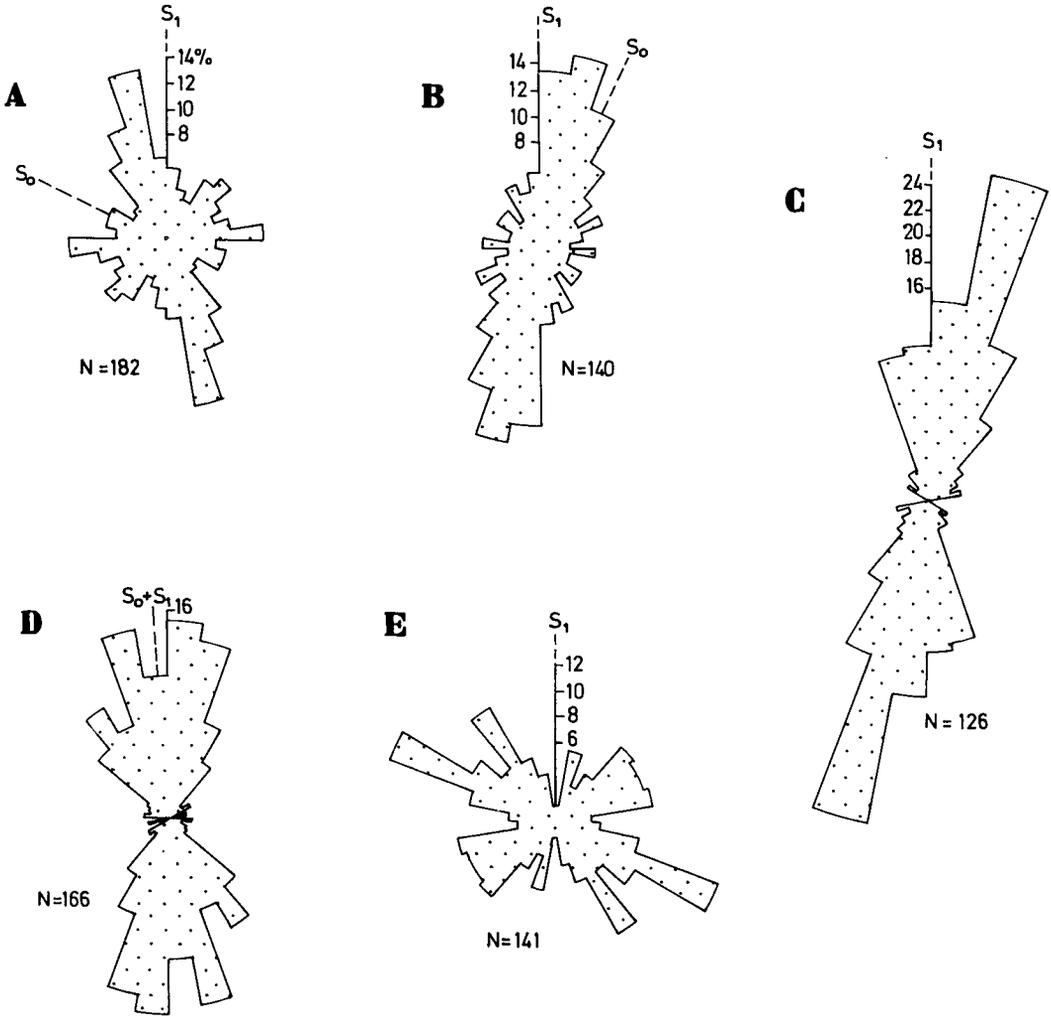


Fig. 19.—Diagramas de orientación de micas detríticas en diversas muestras situadas en las inmediaciones de Tapia de Casariego (parte oriental del dominio del manto de Mondoñedo).

A lo largo de la descripción de la esquistosidad, se ha podido ver como, además de las micas detríticas ya analizadas, existen otras micas pequeñas, generalmente sericitas, con un grado de orientación muy elevado y que contribuyen de manera muy importante en la definición de la esquistosidad. Su grado de desarrollo es variable a lo largo de la zona estudiada, aumentando su proporción hacia el W. Así, en la región de Cabo Peñas, su papel es secundario como aspecto característico de la  $S_1$ ; este papel pasa gradualmente a ser importante en el dominio del Navia, llegando a ser dominante en el dominio del manto de Mondoñedo. El hecho de

que estas micas presenten una fábrica totalmente diferente que las micas grandes (detríticas) y el que su proporción aumente con el grado de metamorfismo, prueba su carácter de minerales de neoformación. Su importancia en el desarrollo de la esquistosidad deriva del hecho de que, con el aumento de la proporción de estas micas, aumenta la penetratividad de la  $S_1$ , de forma que la fábrica homogénea característica del «skaty cleavage» sólo se produce cuando esta proporción es el aspecto dominante de la fábrica de la roca.

La causa principal de este crecimiento orientado está probablemente relacionada con el sis-

tema de esfuerzos que produce la deformación y con la energía de deformación existente a crecer con sus planos (001) perpendiculares al máximo esfuerzo compresivo.

Una vez producida en la roca una cierta anisotropía, esta va a condicionar el crecimiento posterior de nuevos filosilicatos, con lo cual comienza a adquirir importancia el crecimiento mimético que tiende a realzar dicha anisotropía. En la mitad occidental del dominio del manto de Mondoñedo, donde el metamorfismo es mayor, el crecimiento de los granos se ve favorecido por la existencia de temperaturas relativamente elevadas y se origina una «schistosity». En este caso, el crecimiento mimético debe presentar una importancia grande, de forma que a partir de la zona del granate, dicho crecimiento debe de haber sido importante incluso con posterioridad a la primera fase de deformación, dado que la culminación del metamorfismo es algo posterior a ella, con lo cual la fábrica anisótropa se realza mediante el crecimiento estático de minerales.

De lo dicho anteriormente, se desprende que la cristalización y recristalización de filosilicatos orientados es un mecanismo muy importante en el desarrollo de la  $S_1$ , sobre todo en el caso del «slaty cleavage» y de la «schistosity». La importancia de este mecanismo está estrechamente ligada al grado de metamorfismo, aumentando por ello hacia el W del área estudiada.

*Deformación intracristalina.*—Sólo parece ser un mecanismo importante en el caso de las cuarcitas. La microestructura de estas rocas, indica, como se verá más adelante, un aumento de la deformación intracristalina hacia el W, paralelamente, por tanto, al aumento de la orientación dimensional preferente de los granos de cuarzo. Este mecanismo es, por tanto, muy importante en el desarrollo de la esquistosidad grosera que aparece en las mencionadas rocas. Hay que destacar que, a medida que aumenta el contenido en matriz en las areniscas, la aportación de la deformación intracristalina al desarrollo de la esquistosidad disminuye.

Podemos concluir que los mecanismos más importantes que intervienen en el desarrollo de la esquistosidad en la Zona Asturoccidental-leonesa son la cristalización y recristalización orientada de filosilicatos y la disolución por

presión. El primer mecanismo es esencial en el desarrollo del «slaty cleavage» y de la «schistosity», mientras que el segundo, aunque también es importante en el desarrollo de estas dos esquistosidades, adquiere un papel esencial en el desarrollo de la esquistosidad grosera y del «slaty cleavage» grosero. La rotación mecánica de minerales parece un mecanismo secundario y su principal papel es probablemente el de realzar la orientación preferente provocada por otros mecanismos. La deformación intracristalina parece únicamente importante en el caso de la esquistosidad grosera de algunas cuarcitas. Conviene destacar finalmente que los mecanismos mencionados no deben actuar aisladamente, sino que, tal como afirmamos en un trabajo anterior (Bastida 1981a), actúan a la vez, interrelacionándose en un proceso único de deformación, que ha dado lugar, entre otros resultados, al desarrollo de la  $S_1$ .

#### ANÁLISIS MICROESTRUCTURAL DE LAS CUARCITAS

A lo largo de la descripción que antecede, se ha podido observar como las cuarcitas, a diferencia de las restantes rocas analizadas, o no presentan esquistosidad o la presentan con un grado de desarrollo muy deficiente, manifestándose la deformación mediante otros aspectos microestructurales diferentes. En el presente capítulo se estudiarán estos aspectos, tratando de establecer, en primer lugar, un modelo que describa la variación de las microestructuras de estas rocas a través de un corte transversal realizado en la rama N de la Zona Asturoccidental-leonesa, para pasar después a analizar su evolución, los mecanismos de deformación involucrados y las condiciones en que esta deformación se produjo.

Este trabajo constituye sólo un primer acercamiento al conocimiento de las microestructuras de las rocas cuarcíticas en la Zona Asturoccidental-leonesa. Para profundizar en este conocimiento será conveniente realizar en el futuro estudios microestructurales detallados en áreas más pequeñas y el análisis de los modelos de orientación de algunos aspectos cristalográficos de los granos, como, por ejemplo, de los ejes c del cuarzo.

## MODELO DE EVOLUCIÓN DE LAS MICROESTRUCTURAS

Las microestructuras que presentan las cuarcitas varían progresivamente a lo largo del corte estudiado. Esta variación es posible sistematizarla y relacionarla con el grado de metamorfismo, tal como ha sido realizado en otras regiones por algunos autores (Wilson 1973; Gaspais 1979); esto es lo que trataremos de realizar a continuación. De acuerdo con esta idea, pueden distinguirse varios tipos microestructurales de cuarcitas, para cuya denominación hemos tenido en cuenta la nomenclatura utilizada por los dos autores ya mencionados. Estos grupos son:

*Cuarcitas con granos detríticos poco deformados.*—Se caracterizan porque en ellas pueden

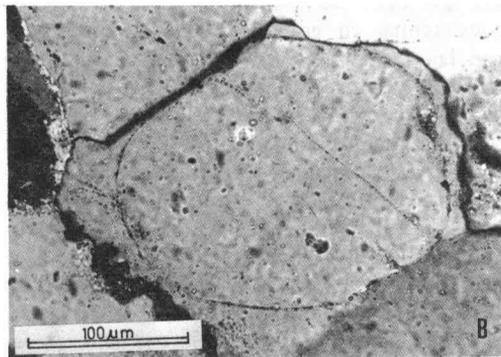
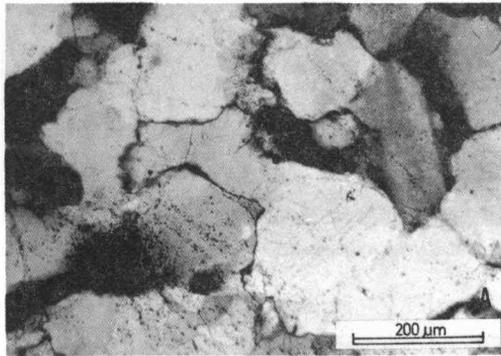


Fig. 20.—Microestructuras en cuarcitas con granos detríticos poco deformados. En A (Cuarcita de Barrios, Cabo Peñas), puede observarse la frecuente existencia de sobrecrecimiento de cuarzo, así como la aparición de algunas lamelas y bandas de deformación. En B (Cuarcita de la Serie de los Cabos, parte oriental del dominio del Navia), puede verse, en detalle, un grano detrítico con un sobrecrecimiento importante; en él, su borde antiguo está cortado en algunas zonas por un nuevo borde.

distinguirse en gran parte de los granos su forma detrítica original (Fig. 20). En ellas existe generalmente un fuerte sobrecrecimiento del cuarzo, en continuidad óptica con los granos (Fig. 20). Los bordes detríticos suelen estar marcados entonces por líneas de impurezas y, en algunas ocasiones, estos bordes se encuentran cortados por otros límites de grano (Fig. 20B). En estas cuarcitas no se observa prácticamente orientación dimensional preferente y los aspectos ópticos de la deformación presentan un desarrollo limitado. En este sentido, existe extinción ondulante, frecuentemente suave y que no siempre se presenta como un aspecto mayoritario. Las lamelas y, sobre todo, las bandas de deformación y los subgranos son aspectos que, aunque pueden existir esporádicamente, son más bien raros. Este tipo de cuarcitas se encuentra en nuestro caso limitado a algunas muestras de la parte más oriental del corte (región de Cabo Peñas y sector más oriental del dominio de Navia), tratándose, en la mayoría de los casos, de una transición con el tipo de cuarcitas que vamos a describir a continuación.

*Cuarcitas con granos deformados y poco o nada recrystalizados.*—Se caracterizan porque en ellas ha desaparecido prácticamente todo vestigio de la forma detrítica original de sus granos (Fig. 21). Las evidencias de sobrecrecimiento de cuarzo son raras (Fig. 28A) y los límites de grano son muy irregulares, generalmente suturados o festoneados. La orientación dimensional preferente de los granos, cuando existe, presenta un desarrollo deficiente. La extinción ondulante manifiesta más intensidad que en el caso anterior y se presenta siempre como un aspecto claramente mayoritario. Las bandas de deformación se presentan más raramente, si bien en algunas muestras son frecuentes (Fig. 22A). Los subgranos son algo más frecuentes que las bandas, aunque su desarrollo es irregular y varía de unas muestras a otras (Fig. 22B). En general, se observa una transición gradual entre todas estas microestructuras, es decir, desde granos con extinción ondulante hasta granos polygonizados. Las lamelas de deformación se presentan también de una forma irregular, habiéndose encontrado con notable frecuencia en algunas láminas que se encuentran en un estadio microestructural de transición con el descrito anteriormente (Fig. 22C). En general, las lamelas más frecuentes son las lamelas

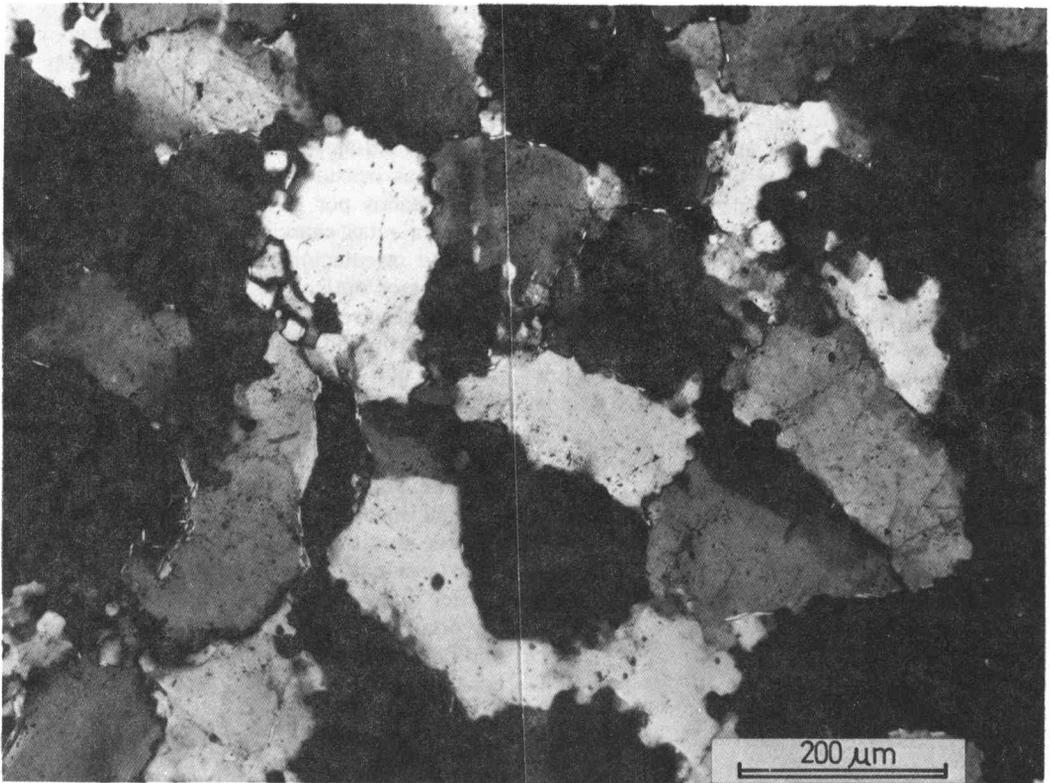


Fig. 21.—Aspecto microestructural de una cuarcita con granos deformados y poco recrystalizados (Serie de los Cabos, dominio del Navia).

Böhm que alcanzan una notable profusión en algunas muestras (Fig. 22D). En estas cuarcitas suelen aparecer, también con un grado de desarrollo muy desigual, nuevos granos originados por recrystalización (Figs. 21 y 23) generalmente presentan un tamaño menor que los restantes granos y se desarrollan preferentemente en los bordes de los granos viejos, de forma que existe a menudo una transición entre subgranos y nuevos granos, la cual se observa sobre todo cuando se trata de bordes fuertemente lobulados. En todos los casos, estos granos nuevos se presentan en una proporción minoritaria. Este tipo microestructural de cuarcitas comienza a presentarse en la parte E del dominio del Navia y se manifiesta hasta la parte más occidental de dicho dominio.

*Cuarcitas con granos nuevos y viejos.*—Este tipo microestructural de cuarcitas se diferencia del anterior por la proporción que presentan los granos nuevos originados por recrystalización, los cuales aparecen mayoritariamente (Fig. 24).

En consecuencia, en estas cuarcitas se presentan dos tipos de granos: unos granos viejos, consistentes en granos detríticos deformados con las características ya descritas en el tipo anterior, y unos granos nuevos, muy abundantes, que, como ya hemos dicho, parecen desarrollarse preferentemente en los bordes de los granos viejos, si bien a veces también se desarrollan aisladamente en el interior de estos granos. Esta distribución diferencial de los granos nuevos, que ha sido denominada estructura de manto y núcleo por algunos autores (Giffkins 1975; White 1976a), tiende a desaparecer a medida que aumenta el grado de recrystalización. Los granos nuevos presentan mayoritariamente extinción uniforme, si bien existen también algunos con extinción ondulante suave. Igualmente, existe una minoría de granos nuevos alargados en la dirección de la  $S_1$  (Fig. 24C), la cual se encuentra definida principalmente, aunque de forma deficiente, por la orientación de los granos viejos. Este tipo microestructural

puede considerarse que comienza a manifestarse en la parte más occidental de la unidad del Navia y se prolonga aproximadamente hasta el comienzo de la mitad W de la unidad del manto de Mondoñedo.

*Cuarcitas con engrosamiento de grano.*—Se caracterizan porque en ellas ya no es posible distinguir entre granos nuevos y viejos (Fig. 25). La recrystalización es muy fuerte y la inmensa mayoría de los granos se han originado mediante este proceso, presentando un tamaño mayor que el de los granos nuevos del tipo microestructural anteriormente descrito. Los aspectos ópticos de la deformación en el cuarzo están limitados a extinción ondulante que frecuentemente es suave. Los límites entre granos son generalmente menos irregulares que los que presentan los granos viejos entre sí de los tipos de cuarcitas anteriormente descritas. La orientación dimensional preferente del cuarzo continúa siendo deficiente. El presente tipo de cuar-

cititas comienza a manifestarse aproximadamente a partir del límite oriental de la mitad W de la unidad del manto de Mondoñedo, en la parte inferior de la zona de la biotita; su límite occidental no ha podido ser delimitado, ya que, unos 2 Km. al W de la ría de Foz, se desarrolla una importante zona de cizalla dúctil  $F_2$ , de forma que las microestructuras que se desarrollan con ella se superponen a las originadas durante la  $F_1$ , dificultando el análisis de estas últimas. A ello se une el que la culminación del metamorfismo tuvo lugar en esta zona de grado más alto con posterioridad a la  $F_1$  (Fig. 5), lo cual ha contribuido también a la modificación de las microestructuras originadas durante esta fase.

Comparando el modelo de variación de las microestructuras descrito anteriormente con los obtenidos para otras regiones, se observan grandes analogías. En este sentido, puede observarse que la terminología empleada aquí para

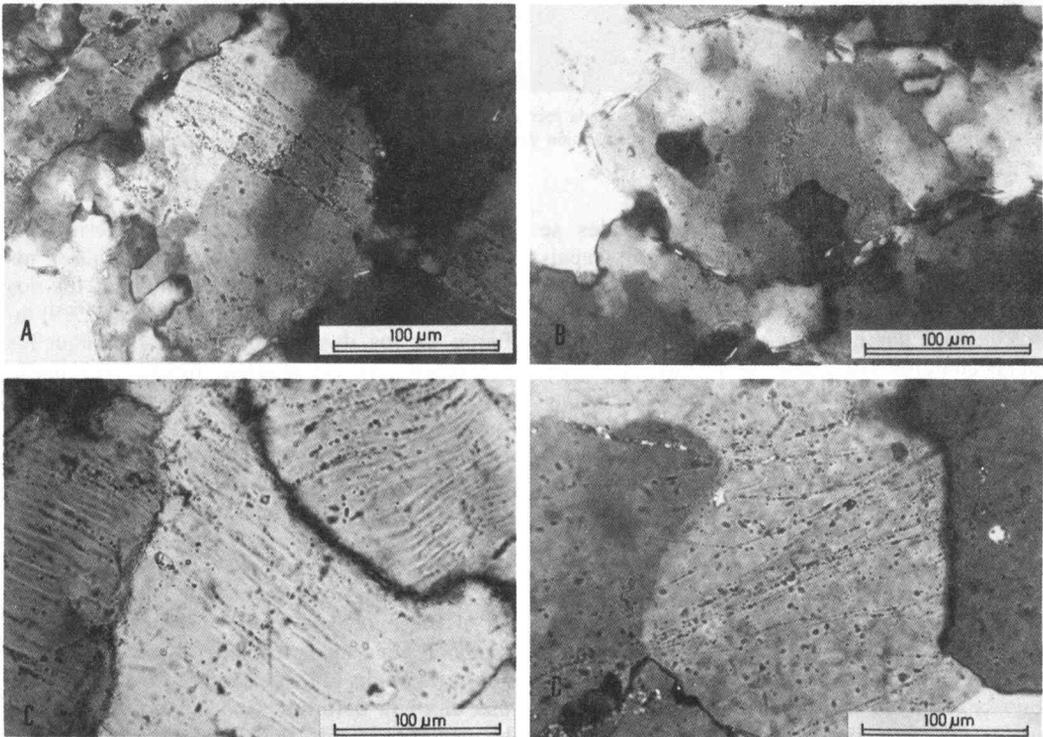


Fig. 22.—Algunos detalles de cuarcitas en un estadio de transición entre cuarcitas con granos detríticos poco deformados y cuarcitas con granos deformados y poco o nada recrystalizados o bien en este último estadio microestructural. A) Desarrollo de bandas de deformación, bordes lobulados y lamelas Böhm. B) Grano poligonizado. C) Granos con desarrollo de lamelas de deformación. D) Fuerte desarrollo de lamelas Böhm. A, B, y D, son cuarcitas de la Serie de los Cabos en el dominio del Navia; C corresponde a la Cuarcita de Barrios en Cabo Peñas.

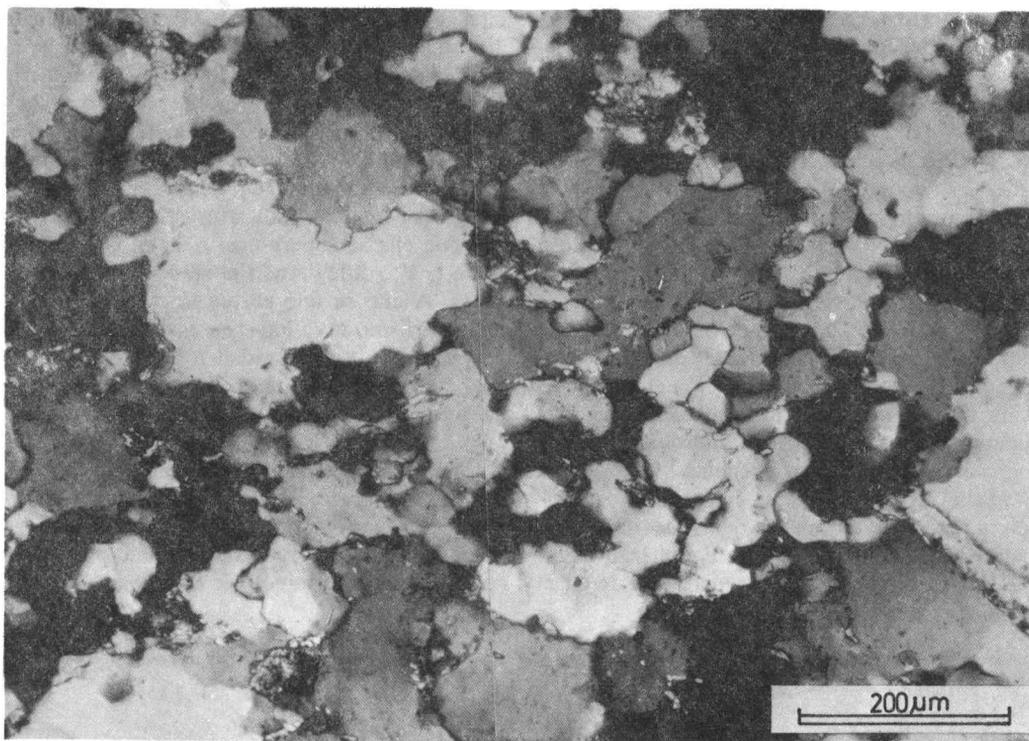


Fig. 23.—Cuarcita con granos deformados y poco o nada recrystalizados en la que ya se observa un cierto desarrollo de la recrystalización, que se manifiesta por la aparición de nuevos granos de cuarzo de pequeño tamaño (dominio del Navia).

los dos primeros tipos microestructurales se basa esencialmente en la utilizada por Gapais (1979), lo cual significa la existencia de una gran analogía de estos dos tipos de cuarcitas en ambos casos. Cabe destacar que, en nuestro caso, en las cuarcitas con granos detríticos, estos presentan siempre algunas evidencias de deformación, siendo probablemente necesario recoger muestras no metamórficas de la Zona Cantábrica si se desean encontrar fábricas menos deformadas. En el segundo tipo microestructural descrito, se ha admitido, a diferencia de Gapais (op. cit.), la existencia de una cierta recrystalización, a causa de que en nuestro caso aparece pronto un cierto porcentaje de nuevos granos. Por otro lado, se observa que los dos primeros tipos de cuarcitas descritos en el presente trabajo constituyen conjuntamente el primer tipo de los descritos por Wilson (1973, Fig. 5), lo cual revela también la similitud entre los primeros estadios de ambos modelos microestructurales.

En lo que se refiere a los dos últimos tipos

microestructurales hemos seguido la terminología de Wilson (1973), ya que coinciden con los descritos por este autor. Sin embargo, los dos últimos estadios descritos por Gapais (1979) difieren de los descritos aquí, ya que aquellos presentan una orientación dimensional preferente mucho más acusada y su microestructura tiende a ser milonítica. No obstante, estas diferencias parecen más bien cuantitativas que cualitativas, pues los procesos involucrados parecen los mismos en ambos casos. Cabe destacar que los últimos estadios de granos poligonales y de engrosamiento anormal y exagerado descritos por Wilson (op. cit.) no han sido observados en el presente caso en relación con la  $F_1$ , ni tampoco por Gapais (op. cit.).

Marjoribanks (1976) ha analizado la fábrica de una cuarcita deformada en Australia central y ha presentado una evolución microestructural que se aproxima mucho al modelo descrito aquí, si bien no ha sistematizado los tipos de cuarcitas existentes. No obstante, puede observarse como este autor describe primero unas

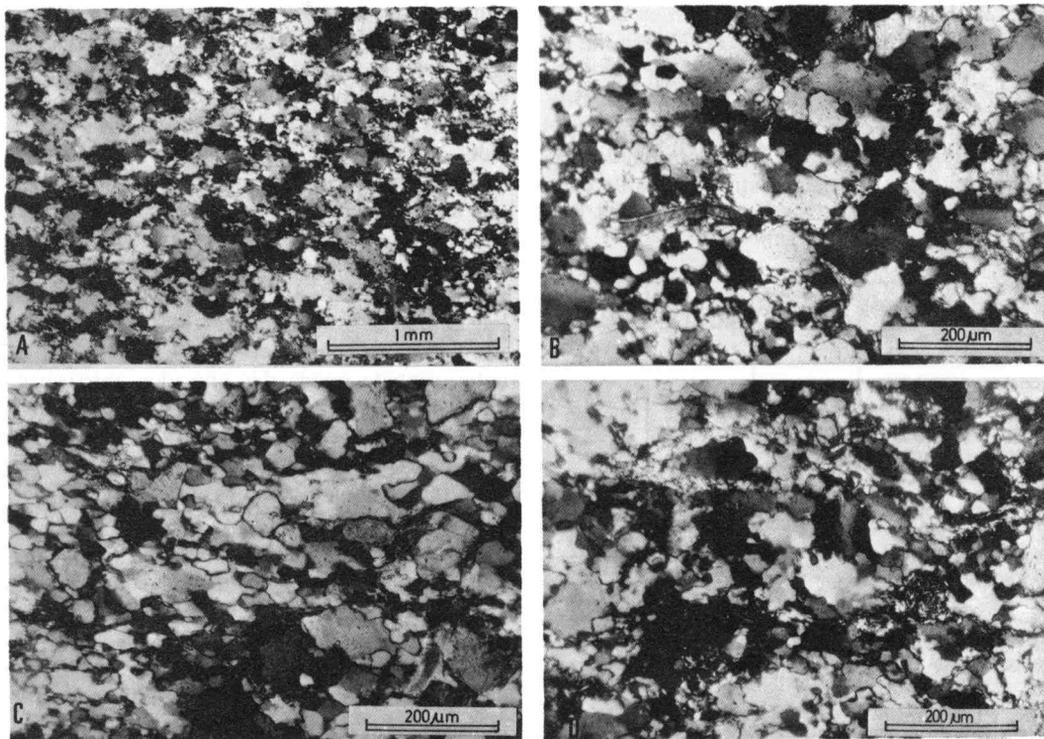


Fig. 24.—Diversas muestras de cuarcitas de la Serie de los Cabos (Tapia de Casariego, parte oriental del dominio del manto de Mondoñedo) en las que se pueden observar las características microestructurales de las cuarcitas con granos nuevos y viejos.

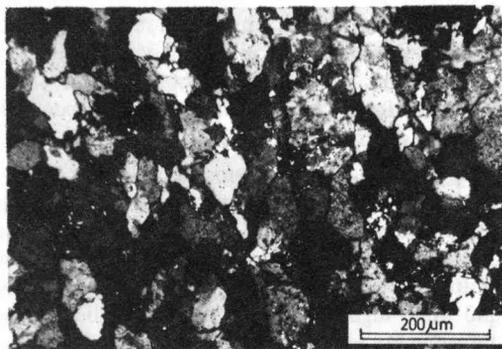


Fig. 25.—Cuarcita de la Formación Cándana en un estadio microestructural de engrosamiento de grano (al E de Foz, dominio del manto de Mondoñedo).

cuarcitas con granos detríticos, luego unas cuarcitas con granos deformados y después describe la aparición de granos nuevos por recristalización que se desarrollan en mayor o menor grado en todas las cuarcitas deformadas, tal como sucede en nuestro caso.

Puede concluirse que los modelos microestructurales descritos por Wilson (1973), Marjoribanks (1976) y Gapais (1979) son análogos al descrito en el presente trabajo. Únicamente en el modelo presentado por Gapais se manifiestan unas microestructuras algo diferentes en los últimos estadios y en el presentado por Wilson aparecen tres estadios microestructurales finales que no se presentan en las otras regiones analizadas.

El paso de un tipo microestructural a otro es, en el caso del presente trabajo, muy gradual, de forma que los límites establecidos entre estos tipos son algo arbitrarios. Por otro lado, existen variaciones microestructurales locales que podrán detectarse con precisión mediante estudios de detalle verificados en áreas reducidas y que pueden modificar el modelo general aquí expuesto, que debe de ser considerado como un esquema de partida. A pesar de estas limitaciones, es posible relacionar estos estadios microestructurales con las zonas de metamorfismo, lo cual se encuentra representado en la



ble indica, de acuerdo con Kerrich y Allison (1978), un estado de deformación intracrystalina pequeña y, según White (1975, 1976a) (Fig. 27), sería la manifestación óptica del «creep primario», durante el cual predominan los procesos de endurecimiento por deformación (strain hardening). Estos se ven favorecidos por la existencia de bajas temperaturas, lo cual está de acuerdo con el hecho de que el tipo microestructural de granos detríticos poco deformados se sitúe cerca del límite superior del metamorfismo y, por tanto, en la zona donde la temperatura fue menor.

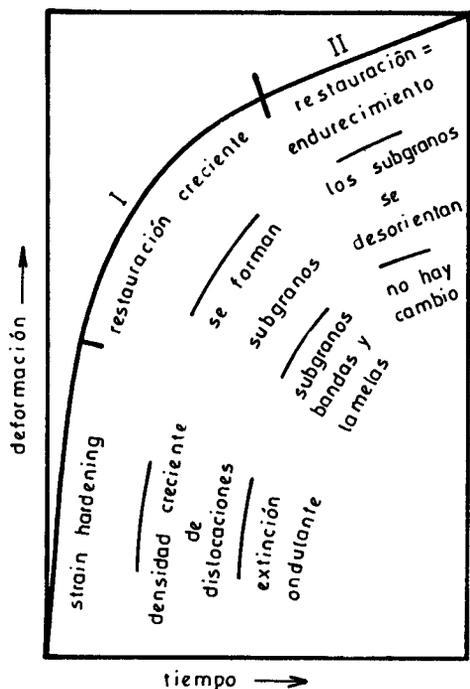


Fig. 27.—Aspectos ópticos que se desarrollan a lo largo del tiempo con el aumento de la deformación intracrystalina en un experimento de «creep» en cuarcitas. I, «creep» primario. II, «creep» de estado estable (según White 1976a).

El siguiente estadio microestructural (cuarcitas con granos deformados y poco o nada recristalizados) se caracteriza por la desaparición de la forma detrítica original de los granos, por el aumento de la intensidad de la extinción ondulante, por un mayor desarrollo de lamelas, bandas de deformación y subgranos, por el desarrollo, aunque deficiente, de una orientación dimensional preferente de los granos y por el

comienzo de la aparición de nuevos granos de pequeño tamaño. El aumento de la intensidad de la extinción ondulante indica un aumento progresivo de la densidad de dislocaciones individuales y, por tanto, de la curvatura de las flexiones de la red cristalina de los granos. Con el aumento de la distorsión de la red, las dislocaciones tienden a distribuirse en configuraciones más estables, concentrándose en bandas (bandas de deformación), que separan áreas menos deformadas, o en complicadas paredes de dislocaciones, que separan segmentos de la red prácticamente indeformados (subgranos) y ligeramente desorientados entre sí. De esta manera un grano deformado se reajusta en subgranos indeformados (proceso de poligonización).

Las características que acabamos de describir representan la aparición, con el aumento de la temperatura ( $T$ ), de un proceso de «recuperación» (recovery), que tiende a disminuir la densidad de dislocaciones individuales y que entra, por tanto, en competencia con el de endurecimiento por deformación. El proceso de recuperación se activa como consecuencia de la aparición del movimiento de dislocaciones por «climb» y «cross slip», el cual se hace importante cuando la temperatura adquiere un valor crítico; de acuerdo con datos experimentales, este valor viene dado por  $T > 0,5 T_m$  ( $T_m$  es la temperatura de fusión de la roca en  $^{\circ}\text{K}$ ) (Lorimer 1976; Kerrich y Allison 1978). Sin embargo, algunos autores estiman que, en condiciones naturales, esta temperatura podría ser menor (White 1975; Nicolás y Poirier 1976). Nicolás y Poirier admiten una temperatura de  $T > 0,3 T_m$ . De acuerdo con estas consideraciones, si  $T > 0,5 T_m$  para «climb» y recuperación, estos procesos deberían comenzar aproximadamente a partir de los  $700^{\circ}\text{C}$  para el caso del cuarzo; no obstante, es claro que, en nuestro caso, la temperatura a la que el proceso de recuperación se hace importante es menor ( $300$  a  $350^{\circ}\text{C}$  aproximadamente), lo cual está prácticamente de acuerdo con el valor de  $0,3 T_m$ . Este proceso de recuperación debe de ser en el presente caso dinámico (sintectónico), lo cual viene sugerido por el desarrollo irregular de los subgranos, siendo de menor tamaño los asociados a los límites de grano, y por el hecho de que en la zona de la clorita, la culminación del metamorfismo es sintectónica con la primera fase de deformación. Dentro de la curva de «creep» (Fig. 27), nos encontraríamos, de acuerdo con

White (1975, 1976a y b), en el último tramo de la región del «creep primario» y/o en el comienzo del «creep de estado estable» (steady state creep).

El último aspecto microestructural importante de las cuarcitas con granos deformados y poco o nada recrystalizados, es la existencia de una pequeña proporción de granos nuevos. Estos granos constituyen la manifestación microestructural del comienzo del proceso de recrystalización, el cual se ha producido de una forma generalizada en el siguiente estadio microestructural, es decir, en las cuarcitas con granos nuevos y viejos. Esta recrystalización ha debido de ser dinámica y las pruebas de ello son análogas a las ya descritas para la recuperación. A estas pruebas hay que añadir el que los granos nuevos presentan a veces extinción ondulante y una ligera orientación preferente según la  $S_1$ . La recrystalización es un proceso que tiene lugar en parte simultáneamente con la recuperación, pero que, en general, sucede a ésta, de manera que, a medida que aumenta la importancia de la recrystalización, disminuye la de la recuperación.

Aunque resulta difícil precisar los mecanismos mediante los cuales ha tenido lugar la recrystalización, existen dos que parecen los más importantes:

A.—Formación de nuevos granos mediante rotación y desorientación progresiva de subgranos. En este caso, no existe ni una verdadera nucleación ni crecimiento de cristales, por lo cual, según algunos autores (Cahn 1967; Wilson 1973), este proceso no podría considerarse como una recrystalización, habiendo sido considerado a veces como parte del proceso de recuperación; sin embargo, en la actualidad, este proceso suele considerarse como un tipo de recrystalización dinámica (White 1973, 1976a y b, 1977; Poirier 1974; Nicolás y Poirier 1976; Vernon 1976), aunque realmente es una prosecución de la «recuperación». En este sentido, esta recrystalización permite la continuación del «creep de estado estable», siempre que sea balanceada por el «strain hardening» correspondiente. En nuestro caso, aparte de reunirse las condiciones de deformación requeridas para esta recrystalización, se puede observar en muchas ocasiones una transición completa entre límites de bajo y alto ángulo (Fig. 22B), lo que sugiere que este mecanismo de rotación de subgranos fue importante en el desarrollo de la

recrystalización. Este mismo proceso ha sido admitido por Wilson (1973) y Gapais (1979) para cuarcitas deformadas según modelos microestructurales análogos al aquí analizado.

B.—Formación de nuevos granos a partir de «bultos» en los límites de grano. Este proceso está en relación con la migración diferencial de estos límites que conduce a la formación de bordes aserrados y lobulados. En esta migración, el límite puede dar lugar a un «bulto» que al cerrarse se convierte en un nuevo grano. En el presente caso se han observado en numerosos casos «bultos» en relación con límites irregulares (Figs. 21, 22A, 23 y 28) que parecen encontrarse en un estadio inmediatamente anterior a la recrystalización, lo cual indica que este mecanismo es importante. En algunas ocasiones, se ha observado como en el «cuello del bulto» se desarrolla un límite de bajo ángulo, sugiriendo que la formación del «bulto» ha favorecido el desarrollo de un subgrano, con lo cual el nuevo grano se podría formar, bien por desorientación del subgrano o bien por cierre del «bulto». Ha debido darse, por tanto, en el presente caso un tipo de recrystalización mixto entre la rotación de subgranos y la formación de «bultos».

El tipo microestructural más evolucionado corresponde a las cuarcitas con engrosamiento de grano, en las que la gran mayoría se han producido por recrystalización, presentando un tamaño mayor que los nuevos granos de los tipos anteriormente analizados. El desarrollo de este tipo microestructural lleva consigo un crecimiento, que, de acuerdo con el modelo de recrystalización primaria (Hobbs et al. 1976; Nicolás y Poirier 1976), se produciría por migración de límites de grano a temperaturas elevadas; esto está de acuerdo con el hecho de que, en nuestro caso, estas cuarcitas aparezcan en las zonas de metamorfismo más elevado. En ellas, la temperatura debió de alcanzar valores del orden de 400 a 500°C durante la  $F_1$ , los cuales fueron incrementados con posterioridad a ella, al producirse la culminación del metamorfismo en la interfase  $F_1$ - $F_2$ . Es probable, por tanto, que el proceso descrito se produjese en los últimos estadios de la  $F_1$  e inmediatamente después de ella, es decir, en un medio en el que la temperatura era relativamente elevada y el esfuerzo diferencial bajo o nulo, reuniéndose, en consecuencia, las condiciones que dicho proceso requiere.

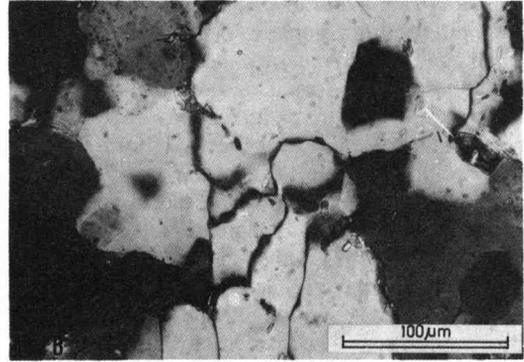
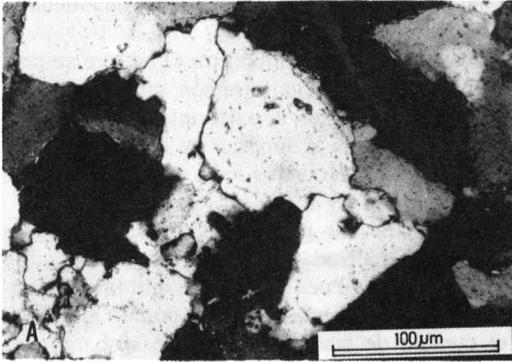


Fig. 28.-Desarrollo de «bultos» por migración de límites de grano en un estado inmediatamente anterior a la formación de nuevos granos.

LAS MICROESTRUCTURAS DE LAS CUARCITAS EN RELACIÓN CON LOS MECANISMOS DE DEFORMACIÓN Y LOS FACTORES QUE INFLUYERON EN SU DESARROLLO

Uno de los principales objetivos del análisis de las microestructuras es deducir los mecanismos de deformación que actuaron en su desarrollo y, a partir de estos, obtener alguna información acerca de los factores que condicionaron el proceso de deformación.

Para relacionar los mecanismos de deformación en un material dado con los principales factores que intervienen en el desarrollo de ésta, se vienen construyendo en los últimos años unos diagramas denominados mapas de mecanismos de deformación. Estos diagramas se construyen a partir de las ecuaciones constitutivas del material correspondiente para cada mecanismo y en ellos aparecen como coordenadas el esfuerzo diferencial y la temperatura T (Figs. 29 y 30), representándose en este espacio, los campos que corresponden a diversos mecanismos de deformación y un conjunto de curvas de iguales valores de velocidad de deformación. Cada mapa corresponde a un determinado valor del tamaño de grano del material en cuestión. Las líneas que separan dos campos del mapa corresponden al lugar geométrico de los puntos en los que los mecanismos de los campos adyacentes producen iguales velocidades de deformación; análogamente, un campo de un mecanismo determinado corresponde a un conjunto de puntos en los que la velocidad de deformación es mayor para ese mecanismo que para cualquier otro de los representados en el mapa, correspondiendo, en consecuencia, al

mecanismo de deformación dominante. Hasta el momento sólo se han construido mapas de deformación para «creep» de estado estable. Su utilidad consiste en permitir conocer el mecanismo de deformación dominante y el valor de una variable determinada si se conocen las otras tres variables que intervienen en el mapa.

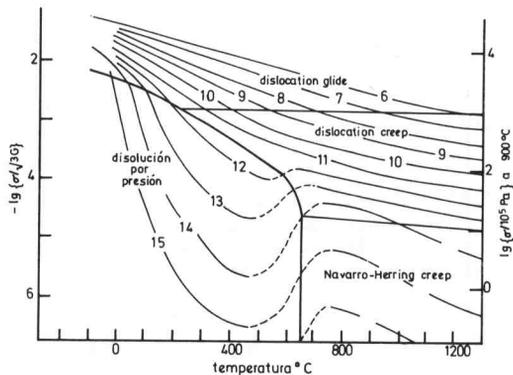


Fig. 29.-Mapa de mecanismos de deformación para el cuarzo en el que se ha separado un campo para la disolución por presión (según Rutter 1976).  $\sigma$  es el esfuerzo diferencial ( $\sigma_1 - \sigma_3$ ). G es el módulo de cizalla y los números sobre las curvas corresponden a diversos valores de  $-\log \dot{\epsilon}$ . El diagrama es válido para un diámetro de grano de 100  $\mu\text{m}$ .

En la actualidad, la construcción de estos mapas de mecanismos de deformación se encuentra aún muy poco desarrollada y sólo se han construido para algunas sustancias sencillas. Para el caso del cuarzo, los mapas han sido contruidos por Rutter (1976) y White (1976a) (Figs. 29 y 30) y, de acuerdo con estos autores, su validez puede ser extendida sin dificultad a

cuarcitas. De acuerdo con estas premisas, resulta interesante comparar los datos obtenidos a partir de consideraciones geológicas con los predichos por los mapas de mecanismos de deformación, no sólo para intentar obtener nuevas conclusiones acerca de las condiciones en que se produjo la deformación sino también para contrastar los resultados aportados por estos mapas, los cuales prácticamente no se han aplicado hasta la fecha a casos naturales. Para realizar esta comparación consideraremos en primer lugar cuales son los datos de que podemos disponer a partir de consideraciones geológicas.

En lo que se refiere a los mecanismos de deformación, y partiendo del análisis microestructural realizado anteriormente, es claro que el mecanismo de deformación por dislocaciones aumenta su importancia hacia el W, de forma que en la parte occidental de la unidad del Navia, y en la oriental de la del manto de Mondoñedo, las evidencias microestructurales indican que este mecanismo ha sido netamente dominante y que la deformación se ha llevado a cabo en dicha zona en condiciones de «creep» de estado estable. Por esta razón, nos referiremos

esencialmente en lo que sigue a la zona mencionada.

En cuanto a la temperatura (T) a que se produjo la deformación, diremos que el área en cuestión se sitúa en la parte inferior de la zona de la clorita y en la superior de la biotita, por lo cual parecen adecuados valores de T comprendidos entre 350 y 450°C.

El tamaño de grano más frecuente de las cuarcitas analizadas puede considerarse entre 0,1 y 0,2 mm. Puede pensarse que la deformación sufrida por estas rocas ha podido modificar el tamaño de grano original. Sin embargo, las cuarcitas de zonas menos deformadas y de las mismas unidades litoestratigráficas que las consideradas en esta discusión, presentan tamaños de grano comprendidos generalmente dentro del intervalo citado.

La estimación de la velocidad de deformación ( $\dot{\epsilon}$ ) presenta algunas dificultades, ya que el período durante el cual se pudo producir la deformación es muy amplio. Según Pérez-Estaun (1978) la edad de la deformación hercínica está comprendida entre el Devónico superior o Carbonífero inferior y el Westfaliense C. Este pe-

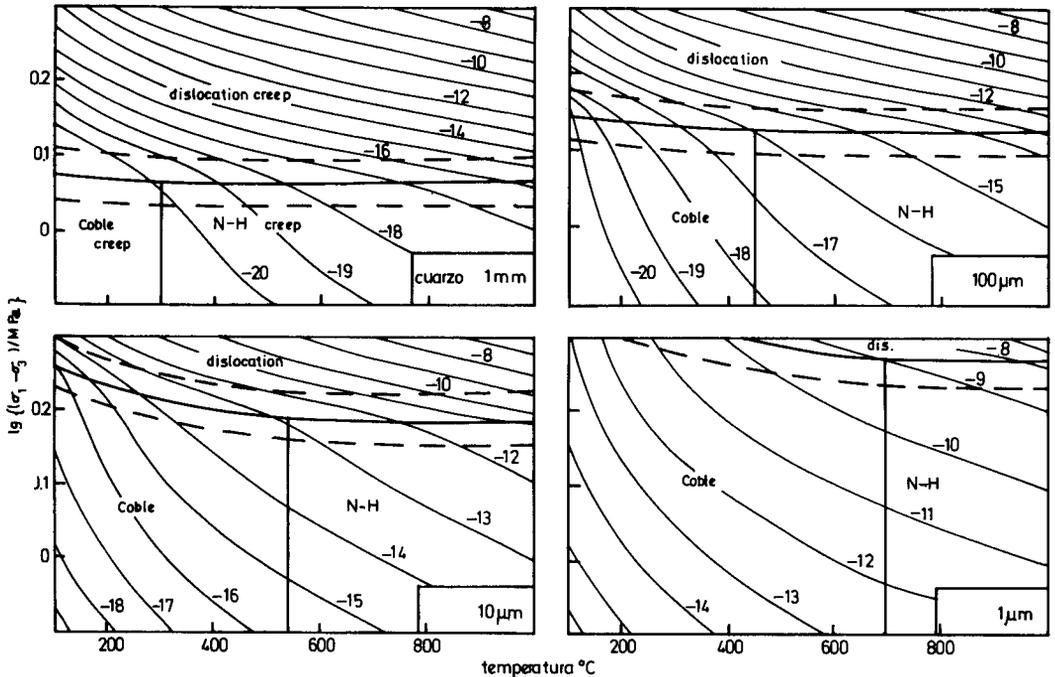


Fig. 30.—Mapas de mecanismos de deformación para cuarzo con diferentes tamaños de grano. Los valores del esfuerzo diferencial se basan en los del módulo de cizalla a 900°C y los números situados sobre las curvas corresponden a valores de  $\log \dot{\epsilon}$  (según White 1976a).

riodo de tiempo es, de acuerdo con la escala del tiempo geológico de Armstrong y McDowall (1974) de 40 a 45 m. a. El acortamiento medio dentro del área considerada del 60 al 65%. De acuerdo con estos datos y teniendo en cuenta que durante el intervalo de tiempo citado tuvieron lugar varias fases de deformación y que también, pudieron existir importantes períodos de calma, parece razonable admitir una velocidad de acortamiento mínima para la  $F_1$  de  $10^{-15}$   $\text{seg}^{-1}$ . Un límite superior puede establecerse en  $10^{-13}$   $\text{seg}^{-1}$ . Evidentemente, estos valores corresponden a velocidades medias y por ello hay que tener en cuenta que durante un proceso de «creep», las curvas deformación-tiempo indican que la menor velocidad de deformación corresponde al «creep» de estado estable. No obstante, habitualmente se admite que la mayor parte de la deformación natural tiene lugar durante este «creep», por lo cual admitiremos también que su velocidad se mantiene dentro de los límites anteriormente fijados. Por otro lado, dicho intervalo de velocidades de deformación concuerda con los valores o intervalos obtenidos por otros autores (Whitten 1956; Price 1975; White 1975).

Los mapas de mecanismos de deformación del cuarzo que se han utilizado han sido los construidos por Rutter (1976) y White (1976a), (Figs. 29 y 30). Los mapas propuestos por White corresponden a diversos tamaños de grano, correspondiendo cada tamaño a la media del de los granos de una cuarcita. El mapa propuesto por Rutter (1976) se diferencia de los de White en que introduce la disolución por presión y el deslizamiento de dislocaciones (dislocation glide) como mecanismos de deformación. White incluye la disolución por presión dentro del «Coble creep» y no separa un campo para el deslizamiento de dislocaciones. Los mapas más adecuados para introducir los datos obtenidos en el presente caso son los que corresponden a 100  $\mu\text{m}$ .

Con los datos aquí obtenidos de T y el posible intervalo de  $\dot{\epsilon}$  en el mapa de Rutter (Fig. 29), se observa que el mecanismo de deformación que corresponde es claramente la disolución por presión. Por el contrario, en el mapa de White (Fig. 30), el mecanismo dominante

que corresponde es el «creep» por dislocaciones. En consecuencia, los resultados que se obtienen en estos diagramas se contradicen entre sí, siendo el mecanismo deducido del diagrama de White el que concuerda con el mecanismo evidenciado por las microestructuras de las cuarcitas. Para obtener en el diagrama de Rutter un mecanismo de «creep» por dislocaciones a temperaturas de 350 a 450°C, se requiere una velocidad de deformación del orden de  $10^{-11}$   $\text{seg}^{-1}$ , valor muy grande y claramente deseable en este caso. Esta discrepancia entre los resultados obtenidos en ambos diagramas sugiere que el mapa propuesto por White (o el Rutter 1976, Fig. 7, sin introducir la disolución por presión como mecanismo por separado) se ajusta mejor a las condiciones de nuestro caso que el de Rutter de la Fig. 29. Una causa de esto puede ser la existencia de una escasez de fluidos en las cuarcitas deformadas en el área aquí considerada, lo cual restringiría notablemente el papel de la disolución por presión como mecanismo de deformación; esta argumentación coincide con la utilizada por White para no separar un campo de disolución por presión en sus mapas de mecanismos de deformación.

Los mapas de deformación permiten además obtener una estimación del esfuerzo que actuó durante la deformación. Los valores que se obtienen difieren también dependiendo del mapa que se utilice. En el de Rutter se tiene un esfuerzo comprendido entre 0,2 y 25 bares (utilizando el valor de G propuesto por dicho autor), mientras que en el de White se obtiene un valor comprendido entre 35 y 150 bares. Dado que el diagrama de White se ajusta mejor a los datos obtenidos en el presente caso, parece probable que estos últimos valores sean los que presenten más validez. En todo caso, se constata una vez más como los esfuerzos que actúan en la naturaleza son, en general, pequeños, sobre todo si se comparan con los esfuerzos que se aplican en las pruebas de Mecánica de Rocas. Este hecho pone de manifiesto la gran importancia que tiene el tiempo de aplicación de los esfuerzos en el proceso de deformación de las rocas.

## BIBLIOGRAFIA

- Alvarez, W., Engelder, T. y Lowrie, W. (1976).—Formation of spaced cleavage and folds in brittle limestone by dissolution. *Geology*, 4, 698-701.
- Armstrong, R. L. y McDowall, W. G. (1974).—Proposed refinement of the Phanerozoic time scale. *Int. Meeting Geochron. Cosmochron., Isotope Geol.*, Ang. 26-31, Un. París.
- Bastida, F. (1980).—*Las estructuras de la primera fase de deformación herciniana en la Zona Asturoccidental-leonesa (costa cantábrica, NW de España)*. Tesis doctoral. Univ. de Oviedo.
- Bastida, F. (1981a).—La esquistosidad primaria: una síntesis sobre sus características y desarrollo. *Trabajos de Geol.* Univ. Oviedo, 11, 35-54.
- Bastida, F. (1981b).—Medida de la deformación a partir de pliegues paralelos aplastados. *Trabajos de Geol.*, Univ. de Oviedo, 11, 15-33.
- Bastida, F. y Pulgar, J. A. (1978).—La estructura del manto de Mondoñedo entre Burela y Tapia de Casariego (Costa Cantábrica, NW de España). *Trabajos de Geol.*, Univ. de Oviedo, 10, 75-124.
- Beach, A. (1979).—Pressure solution as a metamorphic process in deformed terrigenous sedimentary rocks. *Lithos*, 12, 51-58.
- Bell, T. H. (1978).—Syntectonic nucleation of new grains in deformed mica. *Tectonophysics*, 51, T31-T37.
- Beutner, E. C. (1978).—Slaty cleavage and related strain in Martinsburg slate, Delaware Water Gap, New Jersey. *Am. J. Sci.*, 278, 1-23.
- Brime, C. y Pérez-Estaun, A. (1980).—La transición diagénesis-metamorfismo en la Región de Cabo Peñas. *Cuadernos Lab. Geol. Laxe*, 1, 85-97.
- Cahn, R. W. (1967).—Recovery and recrystallization. In: R. W. Cahn (ed.). *Physical Metallurgy*. North Holland, Amsterdam, 925-987.
- Durney, D. W. (1972).—Solution transfer, an important geological deformation mechanism. *Nature*, 235, 315-317.
- Durney, D. W. (1976).—Pressure-Solution and crystallization deformation. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A.*, 283, 229-240.
- Elliot, D. (1973).—Diffusion flow laws in metamorphic rocks. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84, 2645-2664.
- Etheridge, M. A. y Lee, M. F. (1975).—Microstructure of slate from Lady Loretta, Queensland, Australia. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 86, 13-22.
- Flinn, D. (1965).—Deformation in metamorphism. In: W. S. Pitcher, G. W. Plinn (ed.) *Controls of metamorphism*; Oliver & Boyd (Edinburgh), 46-72.
- Gapais, D. (1979).—Déformation progressive d'un quartzite dans une zone plissée (Segment hercynien de Bretagne Centrale). *Bull. Mineral.*, 102, 249-264.
- Geiser, P. A. (1974).—Cleavage in some sedimentary rocks of the central Valley and Ridge province, Maryland. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 85, 1399-1412.
- Giffkins, R. C. (1975).—A theory for creep involving grain-boundary sliding. *Acta metall.*, 23.
- Gray, D. R. (1978).—Cleavage in deformed psammitic rocks from southeastern Australia, their nature and origin. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 89, 577-590.
- Groshong, R. H. (1975b).—«Slip» cleavage caused by pressure solution in a buckle fold. *Geology*, 3, 411-413.
- Groshong, R. H. (1976).—Strain and pressure solution in the Martinsburg slate, Delaware Water Gap, New Jersey. *Am. Jour. Sci.*, 276, 1131-1146.
- Hobbs, B. E.; Means, W. D. y Williams, P. F. (1976).—*An outline of Structural Geology*. John Wiley & Sons, New York, 571 p.
- Holeywell, R. C. y Tullis, T. E. (1975).—Mineral reorientation and Slaty cleavage in the Martinsburg Formation, Lehigh Gap, Pennsylvania. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 86, 1296-1304.
- Kerrich, R. (1978).—An historical review and synthesis of research on pressure-solution. *Zbl. Geol. Palaont.*, 1 (5/6), 512-550.
- Kerrich, R. y Allison, I. (1978).—Flow mechanisms in rocks: microscopic and mesoscopic structures, and their relation to physical conditions of deformation in the crust. *Geoscience Canada*, 5, 109-118.
- Lorimer, G. W. (1976).—The plastic deformation of minerals. In: R. G. J. Strens Ed., *The physics and Chemistry of minerals and rocks*, John Wiley & Sons, London, 697 p.
- Mancktelow, N. S. (1979).—The development of slaty cleavage, Fleurien peninsula, South Australia. *Tectonophysics*, 58, 1-20.
- Marcos, A. (1973).—Las series del Paleozoico inferior y la estructura herciniana del occidente de Asturias (NW de España). *Trabajos de Geol.*, Univ. Oviedo, 6, 1-113.
- Marcos, A. y Pérez-Estaun, A. (1980).—Mapa Geológico de España E. I: 50.000 hoja n.º 25 (Vegadeo). *Inst. Geol. Min. España*. Madrid.
- Marjoribanks, R. W. (1976).—The relation between microfabric and strain in a progressively deformed quartzite sequence from Central Australia. *Tectonophysics*, 32, 269-293.
- Martínez Catalán, J. R. (1981).—*Estratigrafía y estructura del Domo de Lugo (Sector Oeste de la Zona Asturoccidental-leonesa)*. Tesis Doctoral, Univ. Salamanca, 317 p.
- McClay, K. R. (1977).—Pressure solution and Coble creep in rocks. *J. Geol. Soc. Lond.*, 134, 57-70.
- Means, W. D. (1975).—Natural and experimental microstructures in deformed micaceous sandstones. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 86, 1221-1229.
- Nicolás, A. y Poirier, J. P. (1976).—*Crystalline Plasticity and Solid State Flow in Metamorphic Rocks*. New York, Wiley and Sons, 444 p.
- Pérez Estaun, A. (1978).—La estratigrafía y la estructura de la Zona Asturoccidental-leonesa (W de León, NW de España). *Mem. Inst. Geol. Min. Esp.*, 92, 1-149.
- Plessman, W. (1964).—Gesteinlösung, ein Hauptfaktor Deim schieferungsprozess. *Geo. Mitt.*, 4, 69-82.
- Poirier, J. P. (1974).—Quelques remarques sur la sous-structure de Fluage, Analogies hydrodynamiques. *Mater. Sci. and Eng.*, 13, 191-193.
- Price, N. J. (1975).—Rates of deformation. *J. Geol. Soc.*, 131, 553-375.
- Pulgar, J. A. (1980).—*Análisis e interpretación de las estructuras originadas durante las fases de repliegamiento en la Zona Asturoccidental-leonesa (Cordillera herciniana, NW de España)*. Tesis doctoral. Univ. de Oviedo.
- Roy, A. B. (1978).—Evolution of slaty cleavage in relation to diagenesis and metamorphism: A study from the Hunsrückschiefer. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 89, 1775-1785.
- Rutter, E. H. (1976).—The kinetics of rock deformation by pressure solution. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, 283, 203-219.
- Truyols, J. y Julivert, M. (1976).—La sucesión paleozoica entre Cabo Peñas y Antromero (Cordillera Cantábrica). *Trab. de Geol.*, Univ. Oviedo, 8, 5-30.
- Vernon, R. H. (1976).—*Metamorphic processes: Reactions and microstructure development*. Allen and Unwin, London, 300 p.
- White, S. H. (1973).—Syntectonic recrystallization and texture development in quartz. *Nature Phys. Sci.*, 244, 276-278.
- White, S. H. (1975).—The effects of polyphase deformation on

- the intracrystalline defect structures of quartz. II. Origin of the defect structures. *N. Jb. Miner. Abh.*, 123, 237-278.
- White, S. H. (1976a).—The effects of strain on the microstructures, fabrics, and deformation mechanisms in quartzites. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, 283, 69-86.
- White, S. H. (1976b).—The role of dislocation processes during tectonic deformation with particular reference to quartz. In, R. G. J. Strens (ed.), *The Physics and Chemistry of Minerals and Rocks*, London, Wiley, 75-91.
- White, S. H. (1977).—Geological significance of recovery and recrystallisation processes in quartz. *Tectonophysics*, 39, 143-170.
- White, S. H. y Knipe, R. J. (1978).—Microstructure and cleavage development in selected slates. *Contrib. Mineral. Petro.*, 66, 165-174.
- Whitten, C. A. (1956).—Crustal movements in California and Nevada. *Am. Geophys. Union, Trans.*, 37, 393-398.
- Williams, P. F. (1972).—Development of metamorphic layering and cleavage in low grade metamorphic rocks at Bermaqui, Australia. *Amer. Jour. Sci.*, 272, 1-47.
- Wilson, C. J. L. (1973).—The prograde microfabric in a deformed quartzite sequence, Mt. Isa, Australia. *Tectonophysics*, 19, 39-81.
- Wood, D. S. (1974).—Current views of the development of slaty cleavage. *Ann. Rev. Earth Planetary Sci.*, 2, 369-401.

