

B R E V I O R A

GEOLOGICA ASTURICA

AÑO XXIII (1979)

OVIEDO

Núms. 1 - 2

INSTITUTO DE GEOLOGIA APLICADA DE LA FACULTAD DE CIENCIAS, UNIVERSIDAD.
CONSEJO SUPERIOR DE INVESTIGACIONES CIENTIFICAS

Fernández Martínez, M. Victoria & Pérez-Estaún, Andrés (*).—DISTRIBUCION Y DETERMINACION CUANTITATIVA DE LA DEFORMACION INTERNA EN EL CORTE DE CABO PEÑAS (ZONA CANTABRICA, NW ESPAÑA)

El objeto fundamental de este trabajo consiste en el estudio de la disposición de la esquistosidad de flujo y de la distribución de la cantidad de deformación dentro de las Pizarras de Luarca (Ordovícico medio), en un corte entre Cabo Peñas y la Punta del Castro. La sección estudiada corresponde a un corte a través de la charnela de un pliegue en el que las Pizarras de Luarca han sido plegadas entre dos capas de materiales muy competentes como lo son la Cuarcita de Barrios (Cabo Peñas) y la serie volcánica del Ordovícico superior (Punta del Castro).

Los materiales más antiguos presentes en el corte corresponden a la Cuarcita de Barrios que afloran en una bóveda anticlinal y cuyo espesor visible está en torno a los 500 metros. Esta formación está constituida por cuarcitas blancas en bancos gruesos. A estas cuarcitas sigue una formación esencialmente pizarrosa correspondiente al Ordovícico medio denominada Pizarras de Luarca, con un espesor de 450 m. Por encima, se sitúa un conjunto vulcano-detritico formado por tobas, aglomerados volcánicos, y basaltos andesíticos con afinidades toleíticas, con un espesor total de 500 m. Una descripción más completa de estas formaciones ha sido realizada por TRUYOLS & JULIVERT (1976).

La estructura que presentan estos materiales ha sido descrita por JULIVERT (1976). En términos generales dicha estructura es el resultado de la interferencia de dos sistemas de pliegues aproximadamente homoaxiales de dirección axial NE-SW. La primera fase de plegamiento origina un anticlinal muy vergente al E acompañado de una esquistosidad de flujo de plano axial. Esta estructura aparece modificada ligeramente por una segunda fase de plegamiento que origina pliegues

(*) Departamento de Geotectónica. Universidad de Oviedo.

de gran radio de curvatura, de plano axial subvertical y que llevan asociados localmente una esquistosidad de crenulación poco desarrollada. Con posterioridad a los dos sistemas de pliegues ya citados aparecen algunas estructuras transversales a las anteriores, dando lugar a ondulaciones de gran radio, fallas y esquistosidad de crenulación muy localmente desarrollada de dirección aproximada NW-SE. Estas últimas estructuras, relacionadas probablemente con el sistema radial de plegamiento de la Zona Cantábrica apenas modifican las estructuras anteriores.

Un estudio en lámina delgada de muestras tomadas en todo el corte permite observar cómo la deformación interna originada durante la primera fase de deformación no se encuentra modificada sustancialmente sino en zonas muy locales por las estructuras posteriores. Es por ello que el estudio de la misma debe de reflejar la morfología del elipsoide de deformación originado durante la génesis del pliegue acostado o vergente al SE.

El metamorfismo que afecta a estas rocas es muy bajo. Los minerales de neoformación tales como clorita o moscovita son de muy pequeño tamaño. Por otra parte, en muestras de esta sección analizadas en rayos X por C. BRIME de la E.T.S. de Ingenieros de Minas de Oviedo (comunicación personal), se ha encontrado pirofilita en poca cantidad, algo de caolinita e illita con cristalinidad correspondiente al límite entre anquimetamorfismo y metamorfismo. Por todo ello estas rocas han sufrido un metamorfismo en la parte alta de la facies de los esquistos verdes en transición con facies anquimetamórficas.

Descripción del corte.—La posición y desarrollo de la esquistosidad de flujo (S_1), así como su relación con la estratificación (S_0) varía entre Cabo Peñas y la Punta del Castro. En conjunto se manifiesta muy débilmente y aparece deformada en un suave sinforme. Una descripción completa del corte puede encontrarse en JULIVERT (1976) del cual ha sido tomada la geología básica y el corte geológico. Este corte es ligeramente oblicuo al plano axial del pliegue y en él se evidencian varias partes que han sido denominadas A, B, C y D. (Fig. 1).

En A, la esquistosidad se encuentra inclinada hacia el SE y su inclinación es menor que la de los estratos. El ángulo entre S_0 y S_1 es muy bajo siendo en algunos casos subparalelas. En la fig. 1 se ha representado la proyección estereográfica de la estratificación y la esquistosidad en este sector.

En B no se manifiesta la esquistosidad o apenas se manifiesta y por el contrario se observa a veces, muy localmente, una esquistosidad muy grosera subvertical que desaparece hacia el W y que corresponde a la segunda fase de deformación.

En C es donde adquiere mayor desarrollo la esquistosidad S_1 siendo variable su relación con la estratificación debido a la existencia de estructuras menores. No obstante el ángulo entre S_0 y S_1 suele ser elevado como corresponde a la charnela de un pliegue. Hacia el E se observan pliegues menores de flanco inverso. La S_1 está inclinada hacia el NW (sentido contrario que en A) y llega a alcanzar en esta zona una inclinación de 60-70°. En esta zona puede determinarse en el campo la posición del elipsoide de deformación gracias a la existencia de

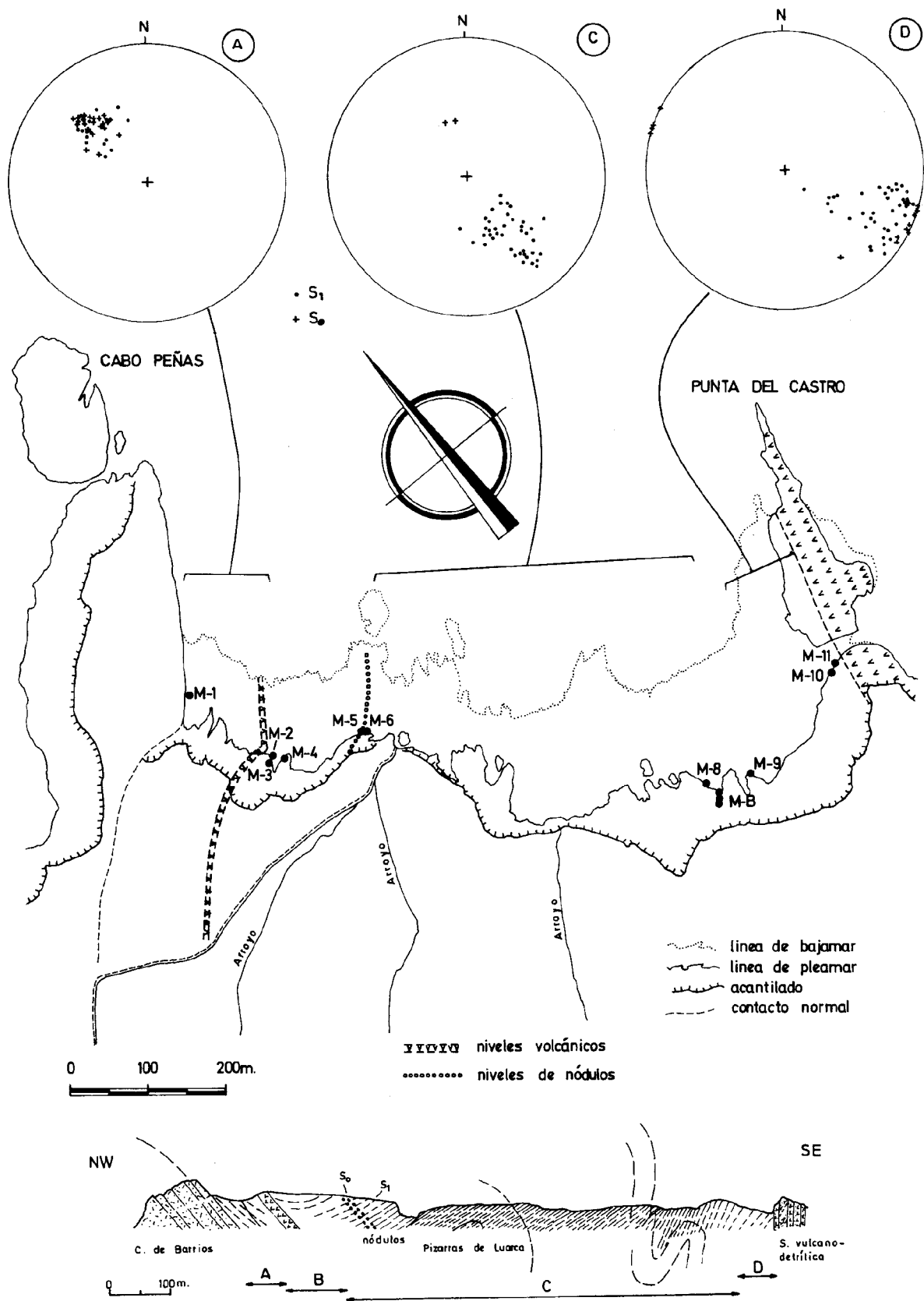


Fig. 1.—Esquema y corte geológico entre el Cabo de Peñas y la Punta del Castro (según JULIVERT, 1976). En el esquema se han situado las muestras estudiadas y las diferentes zonas en que ha sido dividido el corte (A, B, C, y D). En las proyecciones estereográficas se han representado las superficies de estratificación y esquistosidad en las distintas zonas.

una lineación de crecimiento mineral sobre los planos de la esquistosidad. Como es bien conocido, la esquistosidad representa el plano XY del elipsoide ($X > Y > Z$) y el eje Z es perpendicular a la misma. La lineación de crecimiento mineral se dispone, por otra parte, según el eje X. Este hecho favorece la toma de muestras orientadas.

En D, en las proximidades del conjunto vulcano-detrítico, la esquistosidad es poco penetrativa y se dispone inclinada al W menos de 50° . Los fósiles existentes en estos niveles muestran una escasa deformación.

Estudio cuantitativo de la deformación interna.—En las Pizarras de Luarca existen diversos marcadores de la deformación tales como granos de cuarzo, nódulos o fósiles. En este trabajo se han utilizado básicamente los granos de cuarzo presentes en las pizarras; además, se han realizado medidas en una capa con nódulos, en tres localidades sobre braquiópodos y en una con *Tomaculum problematicum*. Desde el punto de vista mineralógico, las Pizarras de Luarca están constituidas por moscovita-sericita, cuarzo y otros componentes menores (clorita, feldespatos, óxidos de Fe, etc.). Típicamente la roca muestra una textura lepidoblástica definida por la orientación de los filosilicatos; el cuarzo constituye granos individuales dispersos en esta matriz. Su proporción varía entre el 20 y el 40 %. Estos granos de cuarzo presentan formas elípticas o irregulares y muy raramente esféricas. Su tamaño medio es del orden de 0,1 mm, no existiendo gran variedad de tamaños.

Para el estudio de la deformación interna en los granos de cuarzo se han tomado una serie de muestras orientadas a lo largo del corte. A partir de estas muestras se han cortado dos o tres secciones mutuamente perpendiculares, de tal modo que una de ellas sea aproximadamente perpendicular al plano axial, esquistosidad y eje del pliegue (lineación de intersección en cada localidad). Estas secciones están muy próximas a los planos principales del elipsoide de deformación, sobre todo en la parte media del corte estudiado (C); en esta zona es donde únicamente es posible observar en el campo la lineación de crecimiento de minerales, y conocer por tanto la orientación del elipsoide. En las otras zonas en que ha sido dividido el corte, al no ser posible la determinación de la posición del eje X del elipsoide de deformación en el campo, las secciones estudiadas han sido orientadas con relación al eje, esquistosidad y plano axial del pliegue. De este modo y dadas las dificultades expuestas, los datos aquí obtenidos se van a utilizar como comparativos dentro de una misma sección y a través del pliegue, sin que pueda asegurarse que estas medidas, sobre todo las realizadas en las zonas A y D, corresponden exactamente a los planos principales del elipsoide de deformación. Se han preparado láminas delgadas de cada una de las secciones realizadas y en cada una de ellas se han medido los ejes largos y cortos de los granos de cuarzo, así como el ángulo que forma el eje largo con una línea de referencia que en la mayoría de los casos es la esquistosidad.

Teniendo presentes las relaciones axiales de los granos y cantos deformados y/o la fluctuación en orientación de los mismos existen varios métodos de medida de la deformación, entre los cuales vamos a destacar los propuestos por

RAMSAY (1967), ELLIOT (1970) y MUKHOPADHYAY (1973). El método R_f/Φ propuesto por RAMSAY (1967) y descrito en detalle y perfeccionado por DUNNET y SIDDANS (1971) permite calcular las relaciones axiales de la elipse de deformación a partir de las relaciones axiales finales R_f y de la fluctuación en la orientación Φ de las partículas elípticas en rocas deformadas. Esta teoría permite la medida de la deformación interna independientemente de la forma original, y asumiendo que la deformación de los granos de cuarzo y de la matriz no presenta contraste de ductilidad y que los granos inicialmente no presentaban orientación preferente. Aparte de estos problemas, el método presenta también un cierto grado, aunque escaso, de subjetividad al tener que escoger entre varias posibilidades. Así, se debe escoger al máximo y mínimo R_f , o en el caso de usar el método propuesto por DUNNET y SIDDANS, escoger las curvas que ajusten mejor.

ELLIOT (1970) usa igualmente la distribución de relaciones axiales y orientaciones de partículas deformadas. Utiliza un gráfico que permite representar fácilmente grupos de partículas elípticas en su estado deformado e indeformado y observar cómo varían estos grupos al aumentar o disminuir la deformación. En este método se tiene en cuenta la distribución inicial de las partículas para el cálculo de la deformación final. Sin embargo ofrece muchas dificultades para obtener medidas precisas, ya que resulta muy difícil de identificar el tipo de distribución final así como el punto que debe situarse en el origen en el estado indeformado.

El método de MUKHOPADHYAY (1973) se basa en la correlación que existe entre las relaciones axiales de un grupo de partículas elípticas deformadas. Este método ha sido usado por muchos autores, pero ha sido MUKHOPADHYAY (1973) el que ha aplicado y demostrado la utilidad del mismo en la medida de la deformación en granos de cuarzo en pizarras. En un sistema de coordenadas cartesianas se sitúa en ordenadas el eje largo de cada elipse y en abcisas el eje corto. Los puntos que representan las elipses pueden caer o no cerca de una recta, dependiendo de la correlación inicial de dicho grupo y también de su modo de distribución. Según KRUMBEIN y GRAYBILL (1965) la ecuación de la recta que mejor se ajusta a este conjunto de puntos sería: $= \beta X + e_i$, donde e_i es una variable aleatoria inobservable causada por la desviación de una correlación lineal perfecta. Los valores de β se calculan a partir de la fórmula:

$$\beta = \frac{\sum X_i Y_i}{\sum X_i^2}$$

La correlación lineal viene dada por el valor de r :

$$r = \frac{\sum X_i Y_i}{(\sum X_i^2) (\sum Y_i^2)}$$

Con este método si r tiene un valor próximo a 1 los datos obtenidos son de gran fiabilidad, muy precisos y fáciles de obtener.

Para la medida de la deformación con base a *Tomaculum problematicum* se ha seguido un método igual al utilizado para el cuarzo ya que este fósil está

constituido por una acumulación de objetos aproximadamente elipsoidales. El mismo método ha sido utilizado también para los nódulos.

Para los braquiópodos se ha utilizado un método gráfico de medida de la formación propuesto por WELLMAN (1962) que permite la reconstrucción de la forma y orientación de la elipse de deformación sin tener en cuenta cálculos matemáticos.

Estudio de las muestras.—En la Fig. 1 se ha representado la localización de las muestras estudiadas. Se ha tratado de que las mismas fueran representativas de las zonas A, B, C y D.

Para cada sección de roca estudiada se han representado los siguientes gráficos:

a) Histograma de frecuencias, mostrando la fluctuación en la orientación. La forma de este histograma es indicativo, por tanto, del grado de deformación. Por otra parte, la forma simétrica o asimétrica del mismo indica la existencia antes de la deformación de una distribución al azar o no de las partículas elípticas.

b) Diagrama de MUKHOPADHYAY. Mediante los cálculos matemáticos ya mencionados, se calcula el valor de la pendiente de la línea recta que mejor se ajuste a los puntos representados y este valor de β representa el valor cuantitativo más fiable de la deformación en cada plano.

c) Diagrama de RAMSAY. La forma obtenida nos indicaría parcialmente la distribución original, así como la cantidad de deformación en el caso de que las elipses estén dispuestas originalmente al azar. En los casos de mayor deformación (los correspondientes al plano XZ) las formas son alargadas con poca fluctuación, mientras que cuando la deformación es menor (caso del plano YZ) la forma de la envolvente es aplastada con una gran fluctuación.

d) Diagrama de ELLIOT. Se ha dibujado para todas las muestras el diagrama de ELLIOT para el estado deformado, evidenciando en algunos casos de manera muy neta la forma original de distribución de las partículas. Igualmente y con base a los datos de deformación interna calculados por el método de MUKHOPADHYAY y/o de RAMSAY se ha reconstruido el diagrama para el estado indeformado, sirviendo este para indicar el grado de perfección de las medidas obtenidas, ya que nos permite ver la distribución inicial. En algunos casos en los que existe duda acerca de los datos cuantitativos obtenidos por los métodos antes citados se ha realizado la reconstrucción original en los dos casos para obtener la mayor concordancia.

A partir de estos diagramas se obtienen las relaciones $X : Z$ e $Y : Z$ para cada una de las muestras, a partir de las cuales se obtienen las diferentes relaciones $X : Y : Z$ del elipsoide de la deformación interna en cada muestra. Los valores de X , Y y Z aquí calculados deben ser muy próximos a los valores principales del elipsoide de deformación, aunque en algunos casos no puede llegar a afirmarse concluyentemente debido a los problemas que ya se han planteado anteriormente. En algunas muestras se han realizado además secciones

a 45° de las tomadas como principales para observar la fiabilidad de los datos obtenidos.

En la Fig. 2, se han representado los gráficos correspondientes a la sección XZ de la muestra 2 para mostrar un ejemplo del método seguido. En esta muestra la fluctuación es pequeña, la correlación lineal es buena ($r = 0,97$) y los datos obtenidos por el método RAMSAY son algo superiores a los obtenidos por el método de MUKHOPADHYAY. Mediante el método de ELLIOT y aplicando los valores obteni-

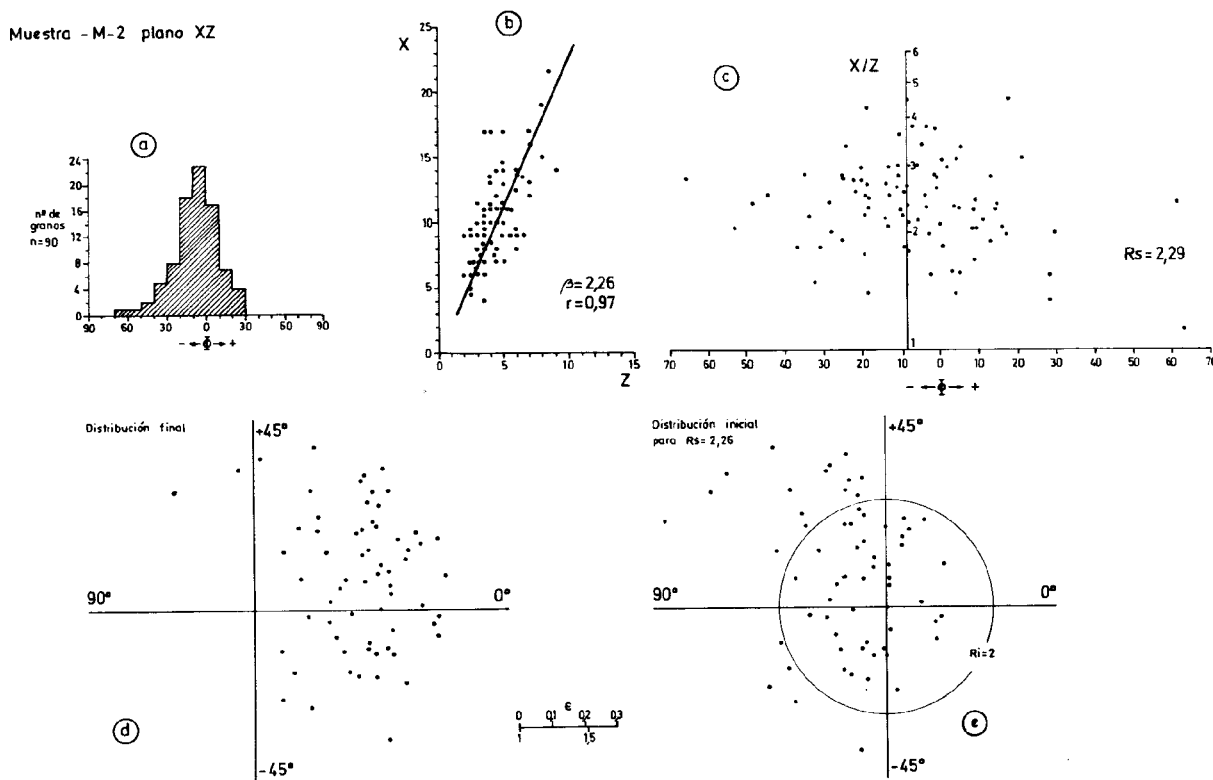


Fig. 2.-Estudio cuantitativo de la sección XZ de muestra M-2. a, fluctuación de la orientación de los ejes largos de los granos de cuarzo. b, representación de los granos de cuarzo mediante su dimensión mayor (X) y menor (Z); β , pendiente de la recta; r, correlación lineal. c, diagrama R_f/θ ; R_s , valor de la deformación calculado. d y e, diagramas de ELLIOT para el estado deformado e indeformado (para $R_s = 2.26$) respectivamente.

dos en los casos anteriores se ha podido obtener la distribución original de estas partículas y se observa cómo esta queda mejor centrada al aplicar los datos obtenidos por el método de MUKHOPADHYAY. La distribución original es bimodal no muy marcada. La mayor parte de estas partículas, presentaban una relación axial inicial inferior a 2.

Un estudio similar ha sido realizado para cada una de las secciones de todas las muestras recogidas a lo largo del corte observándose siempre la coincidencia o no de los datos obtenidos utilizando los diagramas R_i/θ o el método de la correlación lineal y en caso de no coincidencia (hecho común en la mayoría de las muestras) utilizando el diagrama de ELLIOT para obtener la mejor distribución original. Los datos obtenidos están representados en la Tabla I. En todas las muestras se ha observado que el método de RAMSAY da valores algo superiores a

TABLA I

Muestra	Plano	N.º granos medidos	Met. MUKHOPADHYAY		Met. RAMSAY
			β	r	
M-1	XZ	33	2,04	0,96	2,04
	YZ	38	1,93	0,97	1,98
M-2	XZ	90	2,26	0,97	2,29
	YZ	60	1,95	0,93	2,02
M-3	XZ	54	1,64	0,97	1,64
	YZ	30	1,62	0,97	1,80
M-4	XZ	62	1,75	0,94	1,81
	YZ	56	1,71	0,96	1,75
M-5	XZ	64	2,28	0,94	2,72
	YZ	60	1,82	0,97	1,87
M-6	XZ	67	1,57	0,97	—
M-8	XAZ	60	2,22	0,98	2,24
	XBZ	60	2,13	0,97	2,29
M-10	XZ	60	1,98	0,96	2,12
	YZ	67	1,95	0,93	1,98
M-11	XZ	65	1,86	0,96	2,22
	YZ	57	1,75	0,97	1,74

Las secciones XAZ y XBZ estudiadas para la muestra 8 no corresponden a los planos principales del elipsoide de deformación interna, sino que el eje X forma un ángulo de 41° con el verdadero eje X. Los planos medidos son perpendiculares entre sí y contienen al verdadero eje Z. Para calcular las relaciones axiales de la elipse de la deformación se utilizará un cálculo propuesto por RAMSAY (1967, pp. 199). Las relaciones así calculadas son: X : Y = 1,41, X : Z = 2,68 e Y : Z = 1,90.

los de MUKHOPADHYAY y estos últimos son los que dan una distribución original más centrada. Debido a esto, se han considerado como válidos los valores obtenidos por este último método. Un estudio detallado de cada una de las muestras puede encontrarse en FERNÁNDEZ MARTÍNEZ (1978).

Aparte de los granos de cuarzo se ha medido la deformación a partir de algunos braquiópodos localizados en la parte oriental del corte y situados sobre los planos de esquistosidad, obteniéndose la relación X : Y por el método de WELLMAN (1962). Los datos obtenidos son: M-B₁, 1,63 : 1; M-B₂, 1,60 : 1; M-B₃, 1,42 : 1.

El conjunto de los datos obtenidos en el corte viene representado en la Tabla II. En dicha tabla la muestra M-3 corresponde a medidas efectuadas sobre fósiles (*Tomaculum problematicum*). La muestra M-6 corresponde a medidas efectuadas sobre nódulos y la relación dada fue obtenida considerando que no hubo cambio de volumen. Las muestras M-B corresponden a medidas efectuadas sobre braquiópodos deformados; en ellas, las correspondientes relaciones

X : Y : Z se calcularon considerando que la pérdida de volumen fue del 40 %. Por otra parte, todas las muestras corresponden a pizarras, menos la M-1 que es una arenisca.

Forma del elipsoide.—La forma del elipsoide en la Tabla II viene dada en función del parámetro k definido por FLINN (1962). Todos los valores obtenidos en

TABLA II

MUESTRAS	X : Y : Z	% estiramiento	% acortamiento	Parámetro k
M-1	1,06 : 1 : 0,52	6	48	0,07
M-2	1,16 : 1 : 0,51	16	49	0,17
M-3	1,01 : 1 : 0,62	1	38	0,02
M-4	1,02 : 1 : 0,58	2	42	0,03
M-5	1,25 : 1 : 0,55	25	45	0,31
M-6	1,26 : 1 : 0,80	26	20	—
M-8	1,41 : 1 : 0,53	41	47	0,46
M-B ₁	1,63 : 1 : 0,37	63	63	0,37
M-B ₂	1,60 : 1 : 0,38	60	62	0,37
M-B ₃	1,42 : 1 : 0,42	42	58	0,37
M-10	1,02 : 1 : 0,51	2	49	0,02
M-11	1,06 : 1 : 0,57	6	43	0,08

nuestras muestras cumplen la condición $1 > k > 0$ (elipsoides aplastados) aproximándose en algunos casos al valor $k = 0$, que corresponden a elipsoides en forma de tortas uniaxiales (Fig. 3).

Representando gráficamente estos valores (Fig. 3) y comparando su posición con la obtenida por otros autores (RAMSAY & WOOD, 1973) para pizarras con una esquistosidad bien desarrollada, se observa que los valores obtenidos son coherentes con los expuestos por ellos. Las muestras aquí estudiadas se sitúan cerca del límite inferior de la deformación en rocas con esquistosidad o lo que es lo mismo cerca del «frente superior de la esquistosidad». En particular en las muestras del área de Cabo Peñas, la esquistosidad presenta un grado muy bajo de desarrollo y también un metamorfismo de muy bajo grado. En estas condiciones algunos de los procesos que intervienen en la formación de la misma son los procesos de disolución por presión, pérdida de agua de los sedimentos y otros que influirían en la compactación general de las rocas. Todos estos procesos dan lugar a una pérdida de volumen. En particular, efectos producidos por disolución por presión se pueden ver frecuentemente en las muestras estudiadas.

La distribución original de los granos de cuarzo se dedujo a partir del diagrama de ELLIOT. De la síntesis de las muestras estudiadas puede concluirse que, en general, los granos de cuarzo presentaban una distribución al azar en el interior del sedimento, sobre todo cuando mostraban formas elípticas con relaciones axiales menores de 2 : 1 (las más frecuentes). Cuando los valores de las relaciones axiales iniciales son mayores de 2 : 1 se observa frecuentemente una disposición bimodal o unimodal preferente, que puede ser debida probablemente a la compactación general de los sedimentos.

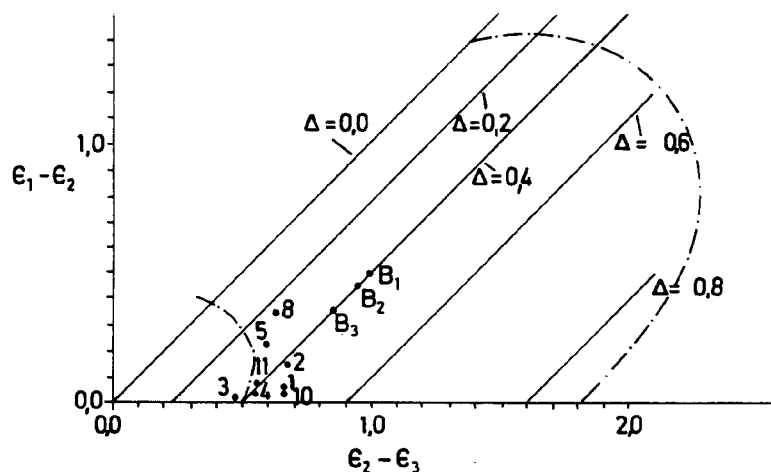


Fig. 3.—Representación gráfica de las medidas obtenidas. Las dos curvas de rayas y puntos limitan el campo de la deformación dentro del que se sitúan las rocas que poseen una esquistosidad de flujo (según RAMSAY & WOOD, 1973). Las rectas con distintos Δ muestran la separación entre los campos de aplastamiento y «constricción» considerando distintos cambios de volumen.

Fiabilidad de los datos obtenidos y de los métodos empleados en la medida de la deformación.—En general, la medida de la deformación interna ofrece muchos problemas y es necesario manejar los resultados con una gran precaución debido a la gran cantidad de factores que pueden influir en la obtención de errores de medida y debido también a algunas de las condiciones que se tienen en cuenta a la hora de realizar los cálculos de tal deformación; pero aún así la información obtenida de la deformación interna es muy valiosa y generalmente imposible de establecer por otros métodos.

De los métodos aquí usados, los que presentan mayores limitaciones son los de RAMSAY y ELLIOT. El primero de ellos es únicamente válido para distribuciones iniciales de partículas elípticas estadísticamente dispuestas al azar. En el caso de orientaciones preferentes muy débiles, apenas registrables, las medidas obtenidas por este método son relativamente superiores a las reales, como ha sido comprobado reiteradamente en el estudio de las muestras. El método de ELLIOT presenta numerosos problemas a la hora de deducir la cantidad de deformación, ya que resulta muy difícil situar el punto exacto en el que debería encontrarse el centro de la distribución original. Sin embargo resulta muy útil a la hora de establecer si los datos obtenidos por otros métodos son o no correctos, ya que al obtener el estado indeformado puede observarse si la población de puntos se encuentra bien situada o no.

No obstante las limitaciones antes expuestas, puede afirmarse que los datos obtenidos por nosotros son cualitativa y, parcialmente, cuantitativamente válidos. Una de las comprobaciones que se ha realizado para confirmar la fiabilidad y validez de los métodos, ha sido estudiar la deformación en dos secciones que formen el mismo ángulo respecto al eje X, en cuyo caso deberían obtenerse los mismos resultados. Así, en la muestra 9 se ha determinado la deformación en dos secciones mutuamente perpendiculares que forman 45° con la dirección de máxima elongación y contienen al eje Z. Las relaciones axiales obtenidas en estas

secciones son 2,18 y 2,15. De este modo se comprueba que el error es menor del 2 %.

La distribución de la deformación interna en materiales incompetentes plegados entre capas competentes y el ejemplo del Cabo Peñas.—Desde un punto de vista teórico cuando una capa de material competente sufre plegamiento por «buckling», la forma del material incompetente circundante ha de acomodarse a la del pliegue que se desarrolla y por consiguiente aparece una zona en la que se origina una deformación heterogénea. La geometría y la extensión de esta zona depende de la longitud de onda de la capa competente que se pliega y, en consecuencia, de su espesor y del contraste de viscosidades entre el material competente y el incompetente (RAMSAY 1967; DIETERICH 1969; DIETERICH y CARTER 1969). La distribución de la deformación en esta zona es tal, que la esquistosidad teórica que podría predecirse sería en abanico divergente junto a los arcos externos y convergente junto a los internos. Asimismo puede existir en el material incompetente y sobre el arco externo de los pliegues desarrollados un punto en el que la deformación es nula y que se denomina «punto neutro». La distribución de la deformación en el caso de «buckling» de varias capas competentes e incompetentes alternando es peor conocida. No obstante, existen diversos autores que han analizado este problema en algunos modelos sencillos. Entre estos autores destacan: ROBERTS (1971), ROBERTS y STROMGARD (1972), STEPHANSSON (1974). En este caso, la geometría y sobre todo la extensión de la zona de deformación por contacto está evidentemente influida por la separación entre las capas competentes; no obstante, se mantienen los rasgos generales descritos para el caso de una sola capa.

El ejemplo del Cabo de Peñas corresponde al plegamiento de una capa incompetente (Pizarras de Luarca) situada entre dos capas de gran espesor y competencia (Cuarcita de Barrios y Complejo Vulcano-detritico) que van a influir en la forma, distribución y orientación del elipsoide de deformación y por tanto en la disposición y desarrollo de la esquistosidad. En la figura 4 se muestra un esquema idealizado de la posición de la esquistosidad y de la forma del elipsoide

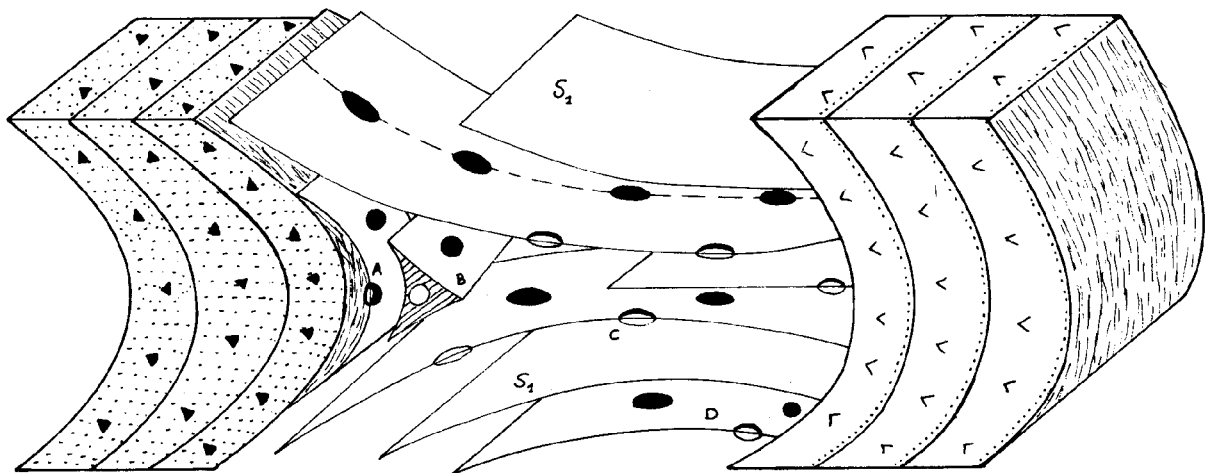


Fig. 4.—Esquema idealizado mostrando la posición de la esquistosidad y la distribución de la deformación interna en el pliegue de Cabo de Peñas.

de deformación obtenida a partir de los datos de campo y de las medidas de la deformación. En el esquema puede destacarse la existencia de un punto neutro. Comparando los resultados teóricos anteriormente esbozados con los obtenidos en el pliegue de Cabo Peñas, se observa una gran coincidencia. Esta distribución de la deformación interna evidencia claramente el proceso de «buckling» y aplastamiento que ha influido en la formación del pliegue ya que los modelos teóricos citados han sido realizados de acuerdo con estas condiciones.

BIBLIOGRAFIA

- DIETERICH, J. H. (1969).—Origin of cleavage in folded rocks. *American Journal of Science*, vol. 267, pp. 155-165.
- y CARTER, N. L. (1969).—Stress History of folding. *American Journal of Science*, vol. 267, pp. 129-154.
- DUNNET, D. y SIDDANS, A. W. B. (1971).—Non-random sedimentary fabrics and their modification by strain. *Tectonophysics*, vol. 12, pp. 307-325.
- ELLIOT, D. (1970).—Determination of finite strain and initial shape from deformed elliptical objects. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol. 81, pp. 2.221-2.236.
- FERNÁNDEZ MARTÍNEZ, M. V. (1978).—Determinación de la deformación interna en las Pizarras de Luarca entre el Cabo de Peñas y la Punta de Castro. Tesis de Licenciatura. *Univ. Oviedo*.
- FLINN, D. (1962).—On folding during three-dimensional progressive deformation. *Quart. J. Geol. Soc.*, vol. 118, pp. 385-433.
- JULIVERT, M. (1976).—La estructura en la región del Cabo Peñas. *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, n.º 8, pp. 203-309.
- KRUMBEIN, W. C. y GRAYBILL, F. A. (1965).—An introduction to statistical models in Geology. *McGraw-Hill Book Co.*, pp. 240-242.
- MUKHOPADHYAY, D. (1973).—Strain measurements from deformed quartz grains in the slaty rocks from the Ardennes and Northern Eifel. *Tectonophysics*, vol. 16, pp. 279-296.
- RAMSAY, J. G. (1967).—Folding and fracturing of rocks. *McGraw-Hill Book Co.*, pp. 568.
- y WOOD, D. S. (1973).—The geometric effects of volume change during deformation processes. *Tectonophysics*, vol. 16, pp. 263-277.
- ROBERTS, D. (1971).—Abnormal cleavage patterns in fold hinge zones from Varanger Peninsula, Northern Norway. *Amer. Jour. of Science*, vol. 271, pp. 170-180.
- y STROMGARD, K. (1972).—A comparison of natural and experimental strain patterns around fold hinge zones. *Tectonophysics*, vol. 14, pp. 105-120.
- STEPHANSSON, O. (1974).—Stress induced difusión during folding. *Tectonophysics*, vol. 22, pp. 233-251.
- TRUYOLS, J. y JULIVERT, M. (1976).—La sucesión Paleozoica entre Cabo Peñas y Antromero (Cordillera Cantábrica). *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, n.º 8, pp. 5-30.

F. Soto (*).—CONTENIDO EN CORALES RUGOSOS DE LA FORMACION MONIELLO (DEVONICO INFERIOR/MEDIO) EN SU LOCALIDAD TIPO (CORDILLERA CANTABRICA, ASTURIAS, NO. DE ESPAÑA).

Diferentes trabajos del autor (SOTO 1975, 1977, 1978, SOTO & GARCÍA-ALCALDE 1976) tratan total o parcialmente sobre la fauna de Rugosos de la Formación Moniello en distintos puntos geográficos de la región asturiana (N de la Cordillera

(*) Departamento de Paleontología. Facultad de Ciencias. Universidad Oviedo.