

GEOMETRÍA, DISTRIBUCIÓN DE DESPLAZAMIENTOS Y ANÁLISIS DE CURVATURA EN POBLACIONES DE FALLAS: EJEMPLOS DE FALLAS A PEQUEÑA ESCALA EN LA FM. BARRIOS (SINCLINAL DE VILLAZÓN-REIGADA, ASTURIAS).

[Geometry, slip distribution and curvature analysis in fault arrays: examples from small faults in the Barrios Fm. (Villazón-Reigada syncline, Asturias).]

S. ARCOS (*)

G. GUTIÉRREZ-ALONSO (**)

G. SANTOS (***)

(*): Departamento de Geología, Universidad de Salamanca, 37008 Salamanca, España (Dirección actual: Departamento de Geología, Universidad de Huelva 21819-Palos de la Frontera, Huelva, España (e-mail: saleta@uhu.es).

(**): Departamento de Geología, Universidad de Salamanca, 37008 Salamanca, España. (e-mail: gabi@usal.es).

(***): Departamento de Ingeniería Cartográfica, Geodesia y Fotogrametría, E. Politécnica Superior Ávila, C/ Santo Tomás s/n, 05.003 Ávila, España. (e-mail: gsd@usal.es).

(FECHA DE RECEPCIÓN: 1999-12-02) (FECHA DE ADMISIÓN: 1999-12-19)
BIBLID [0211-8327 (1999) 35; 57-97]

RESUMEN: Las cuarcitas ordovícicas de la Formación Barrios que afloran en el Orógeno Varisco del NO de la península Ibérica se encuentran con frecuencia intensamente fracturadas mostrando complejas relaciones entre diferentes grupos de

fallas. El análisis de dos conjuntos de fallas de escala métrica desarrollados sobre una misma superficie de estratificación perfectamente expuesta muestra diferencias geométricas entre los dos grupos, sobre todo si se tienen en cuenta los valores estadísticos relacionados con los valores de longitud y desplazamiento de cada una de las fallas. La cartografía detallada de estos afloramientos permitió el censo de 144 fallas en uno de los conjuntos estudiados y de 220 en el otro. El conjunto de datos analizado consiste en más de 7000 medidas de desplazamiento a lo largo de todas las fallas censadas. Ambos conjuntos de fallas están formados por fallas que muestran diversos tipos de perfiles de desplazamiento/longitud. Los valores de la relación desplazamiento/longitud están de acuerdo con otros publicados en la bibliografía, aunque la correlación entre ambos valores no es muy fuerte. Por el contrario el análisis de los gráficos acumulados de longitudes y desplazamientos reflejan diferencias entre los dos conjuntos estudiados. Por un lado, uno de los conjuntos posee una distribución de longitudes que sugiere la existencia de dos conjuntos de fallas superpuestos mientras que su distribución de desplazamientos máximos no refleja dichos conjuntos. Por otro lado, el otro conjunto muestra un comportamiento contrario. Se interpreta que ambos conjuntos representan dos maneras diferentes de desarrollo de una única población de fallas

Palabras clave: Fallas, desplazamiento, longitud, geometría, análisis de curvatura, Asturias.

ABSTRACT:The non metamorphosed Ordovician quartzites that outcrop in the Cantabrian Mountains (Variscan belt of NW Iberia) are commonly intensely faulted depicting complex arrays of different fault sets. The analysis of two meter-scale contiguous arrays of faults, developed on a single bedding surface with complete exposure, shows different geometrical characteristics regarding the population statistics of single fault displacements and lengths. Detailed mapping allowed the identification of 144 individual faults in one array and 220 in the other array. The dataset consists of more than 7000 individual displacement measurements. Both fault populations contain single faults that show different kinds of displacement profiles. Displacement/Length values are consistent with published values, although the correlation between both parameters is not very strong. In contrast, cumulative length and cumulative displacement log-log plots reflect different characteristics for both arrays. On one hand, one of the arrays displays a length population that suggests the presence of two different groups of faults whereas the displacement population does not reflect such a division. On the other hand, the second array displays an opposite behaviour. It is interpreted that both arrays represent different modes of development of a single fault population.

Key words: Faults, displacement, length, geometry, curvature analysis, Asturias.

INTRODUCCIÓN

El estudio de las fracturas, y en concreto de las fallas, su formación y crecimiento, constituye un aspecto importante dentro de la geología estructural, como prueba la gran cantidad de trabajos existentes referentes a este tema (MURAOKA & KAMATA 1983; PEACOCK & SANDERSON 1991; MARRETT & ALLMENDIGER 1991 y 1992; GILLESPIE *et al.* 1993; NEEDHAM & YIELDING 1996; NICOL *et al.* 1996; SCHLISCHE *et al.* 1996; WILLEMSE *et al.* 1996; ACKERMANN &

SCHLISCHE 1997; CARTWRIGHT & MANSFIELD 1998; WALSH *et al.* 1998; ESCUDER 1998; CRIDER & POLLARD 1998...). Desde un punto de vista geológico, una falla es un plano de discontinuidad finito que divide un cuerpo rocoso en dos bloques que se desplazan uno con respecto al otro.

Las fallas son estructuras cuya importancia no sólo es evidente en el ámbito de la geología estructural, sino que también tienen un papel decisivo en otras ramas de la geología aplicada. El conocimiento y estudio de las fallas (sus dimensiones, morfología, cinemática y comportamiento) tienen muchas aplicaciones en actividades científicas claves en el desarrollo humano en la actualidad, además del interés puramente científico que supone establecer la evolución geológica de una región. Al actuar como discontinuidades naturales en la roca, las fallas se convierten en vías a través de las cuales se movilizan fluidos, tanto agua y disoluciones acuosas como hidrocarburos. De este modo, la localización de las fracturas de una zona y el conocimiento de su naturaleza, combinados con otros factores, permiten evaluar la posibilidad de realización de tareas de explotación de recursos minerales (hidrocarburos y otros yacimientos minerales), así como de estudiar la red hidrográfica.

Actualmente son, por tanto, muchos los estudios dedicados al análisis de fallas, utilizando diversas metodologías para describir los distintos aspectos de las mismas y solucionar los problemas relacionados con su geometría, cinemática y génesis. El primer problema al que se enfrentan estos estudios es el del muestreo. La caracterización morfológica de las fallas puede abordarse de distintas formas: de manera unidimensional basada en los datos tomados a partir de sondeos o de líneas de muestreo (*scanlines*); en dos dimensiones (mapas y cortes), el rango de una falla se define a partir de su máximo desplazamiento o de la longitud de su traza; por último, si la toma de datos es tridimensional, el tamaño de la falla puede ser expresado en base a las dimensiones del plano de fractura. Aunque es posible derivar los parámetros descriptivos de unas dimensiones a otras, el proceso no siempre es correcto, ya que las relaciones que existen entre unos y otros no están aún del todo claras. De este modo, el análisis de poblaciones de fallas a partir de muestreos unidimensionales no siempre es válido, siendo el tridimensional más complejo y costoso. Además de los parámetros descriptivos, la distribución de las magnitudes de los desplazamientos en el plano de falla no es homogénea, sino que éstas se reparten según líneas concéntricas, siendo su rango mayor en el centro y disminuyendo hacia los límites o terminaciones (*tips*) del plano de falla, donde el desplazamiento registrado es nulo (NICOL *et al.* 1996).

La observación de fallas en la naturaleza y el estudio teórico de las mismas se realiza considerando que estas estructuras pueden aparecer de forma aislada o formando asociaciones de carácter genético o espacial.

Una falla aislada (*isolated fault*) es una fractura que evoluciona de forma independiente, es decir, una estructura cuyo desarrollo no se ve afectado por la presencia de fallas próximas. Espacialmente, una falla aislada no está en contacto con ninguna otra estructura que pueda limitar su evolución. El plano de falla tiene por tanto morfología aproximadamente elíptica, siendo el desplazamiento nulo en las terminaciones (más o menos apuntadas) y máximo en la parte central. La

geometría de las fallas se representa en gráficos en los que se proyecta la longitud de su traza, medida de un extremo a otro de la fractura (en abscisas) frente a los desplazamientos registrados a lo largo de la misma (en ordenadas). La morfología elíptica que supone el modelo teórico varía experimentalmente, de modo que la curva suele registrar una traza más irregular. Los rasgos geométricos de la misma, como la pendiente y el desplazamiento máximo, dependen de una serie de factores, como son la naturaleza de la roca en que se desarrollan las fallas y su homogeneidad. Además, el hecho de que la falla atraviese materiales de distinta competencia puede traducirse en la presencia de cambios bruscos en la pendiente de la curva (PEACOCK 1991, BÜRGMANN *et al.* 1994). La geometría de estas curvas se encuentra descrita en los trabajos de MURAOKA & KAMATA (1983), PEACOCK (1991) y PEACOCK & SANDERSON (1991)

En la práctica, la identificación de los distintos perfiles tipo depende de la escala; mientras que la distribución de desplazamientos en las fallas de menor tamaño se adapta a los modelos propuestos, los perfiles de las fracturas mayores son mucho más irregulares (NICOL *et al.* 1996), de manera que encuadrarlos bajo uno u otro tipo es una tarea compleja (CARTWRIGHT & MANSFIELD 1998). A pesar de ello, existen referencias concretas en la bibliografía a los perfiles tipo descritos por los autores previamente citados PEACOCK & SANDERSON (1991, 1994), WILLEMSE *et al.* (1996), PEACOCK & SANDERSON (1996) y CARTWRIGHT & MANSFIELD (1998).

Además de aparecer de manera aislada, es común que las fallas también aparezcan formando asociaciones en las que las relaciones, ya sean genéticas ya sean espaciales, pueden variar. Así, fallas inicialmente aisladas interaccionan con otras, perdiendo por tanto tal condición. Esta relación entre fracturas conlleva variaciones en la distribución de los desplazamientos en cada una de ellas, y condiciona además su propagación y, por tanto, la distribución espacial de las fallas.

El hecho de que las fallas se reúnan en poblaciones implica que el crecimiento de unas repercute sobre el de otras. De acuerdo con la bibliografía (PEACOCK & SANDERSON 1991, 1994; COWIE & SCHOLZ 1992b y c; CARTWRIGHT & MANSFIELD 1996, 1997; CRIDER & POLLARD 1998, JACKSON *et al.* 1996; WOTJAL 1996; NICOL *et al.* 1996; WILLEMSE *et al.* 1996; WILLEMSE 1997; etc.), se comportan como un conjunto en que cada falla participa siguiendo una pauta evolutiva general. De esta manera se puede apreciar como las fallas, debido a su crecimiento o propagación, se aproximan espacialmente hasta perder su condición de fallas aisladas primero, para, por último, coalescer, componiendo una única falla de tamaño mayor. Los desplazamientos de estas nuevas fracturas se distribuyen según un perfil de morfología elíptica, con los bordes más o menos redondeados. Este hecho no implica que se trate de fallas aisladas, puesto que no cumplen necesariamente el significado genético que esta calificación conlleva.

Geometría, distribución de desplazamientos y análisis de curvatura en poblaciones de fallas: Ejemplos de fallas a pequeña escala en la Fm. Barrios (sinclinal de Villazón-Reigada, Asturias).

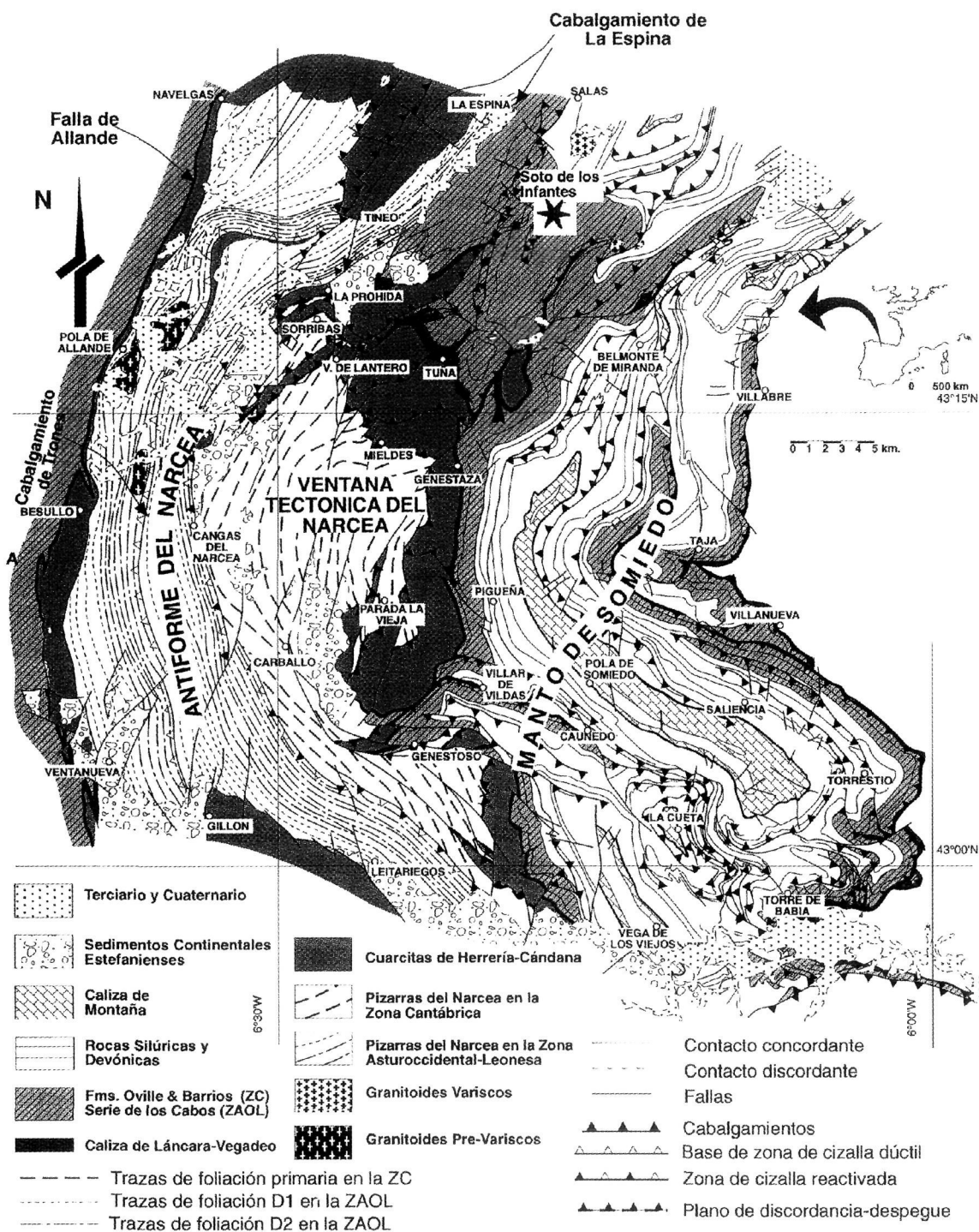


Figura 1. Mapa geológico del Antiforme del Narcea y unidades adyacentes. Compuesto por GUTIÉRREZ ALONSO 1992 en base a datos propios y a: Hojas MAGNA a escala 1:50000 de Boal (MARCOS & PULGAR 1980), Tineo y Belmonte de Miranda (JULIVERT, MARCOS & PULGAR 1977), Grado (MARTÍNEZ ÁLVAREZ et al. 1975), Cangas del Narcea (MARCOS et al. 1980), Proaza (PELLO 1976), Naviego (Bastida et al. 1980), Pola de Somiedo (Crespo Zamorano 1986), La Plaza (TRUYOLS et al. 1982), Degaña (MATAS et al. 1982), Villablino (NAVARRO 1982) y Barrios de Luna (SUÁREZ et al. 1990); además de trabajos previos de JULIVERT et al. 1968, MARCOS 1973, BASTIDA et al. 1984, GUTIÉRREZ ALONSO 1987, BASTIDA & CASTRO 1988, BASTIDA & GUTIÉRREZ ALONSO 1989, ALONSO et al. 1989 y GUTIÉRREZ ALONSO & VILLAR 1990. El afloramiento estudiado, localizado junto a Soto de los Infantes, está señalado con una estrella.

Del mismo modo que la morfología de una falla aislada se representa en gráficos desplazamiento *vs.* longitud, las fracturas en relevo también muestran unos perfiles característicos, correspondientes a cada etapa evolutiva de su génesis. Atendiendo únicamente a la evolución de dos fallas, la primera etapa corresponde al momento en que las fallas están lo suficientemente distanciadas como para no influir una sobre la otra. La representación gráfica mostraría dos curvas elípticas en las que los máximos desplazamientos se localizan en los puntos centrales. A medida que las fallas aumentan su longitud pueden llegar a solaparse. En este caso, la influencia de cada fractura sobre la vecina se hace patente. En los gráficos se apreciaría una migración de los valores de máximo desplazamiento hacia la zona de solapamiento, así como un incremento de la pendiente de la curva en la misma región (WILLEMSE *et al.* 1996 y 1997, NICOL *et al.* 1996). El siguiente paso corresponde al momento en que las dos fallas, siguiendo su propagación, se unen. Forman entonces una nueva fractura. La curva que representa a esta nueva falla tendría la morfología elíptica propia de las fallas aisladas.

ENCUADRE GEOLÓGICO

El afloramiento estudiado se encuentra en el Orógeno Varisco, que aflora en el sector occidental de la Península Ibérica dibujando el Arco Iberoarmórico, y concretamente en la Zona Cantábrica, una de las zonas paleogeográficas en las que se subdivide el mencionado orógeno (LOTZE 1945, FARIAS *et al.* 1987). El afloramiento está constituido por rocas de la Formación Barrios (COMTE 1937), compuesta por cuarcitas blancas, que se disponen en bancos potentes que hacia el techo se van intercalando con niveles pizarrosos de espesor variable. La Formación Barrios forma parte de la sucesión paleozoica existente en la Zona Cantábrica, tiene una edad Arenig, y una potencia aproximada de 700 m en el sector estudiado. Su

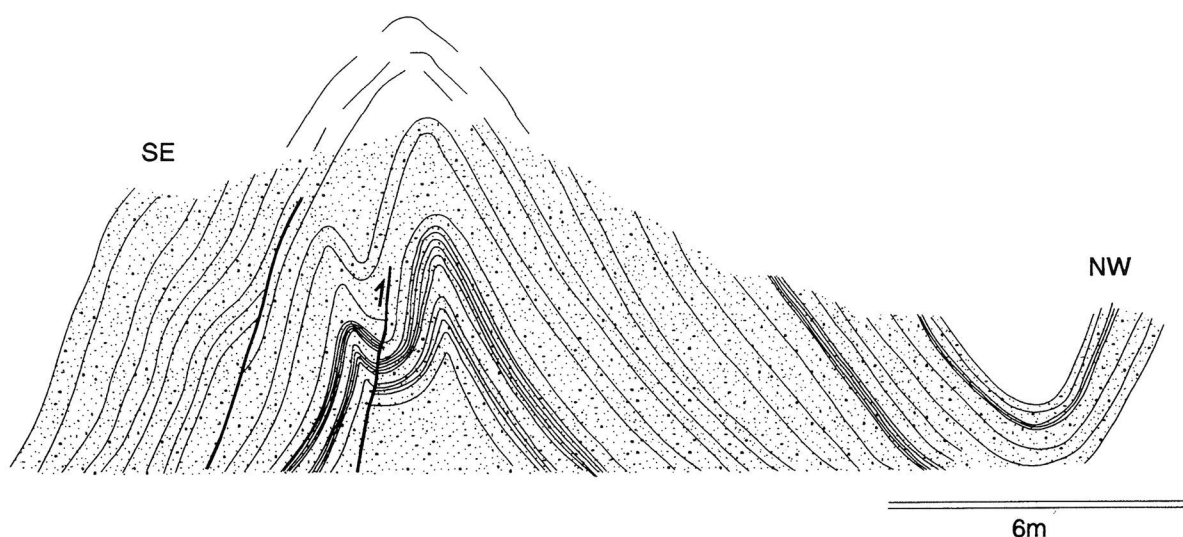


Figura 2. Corte de detalle del entorno del afloramiento. Las fallas estudiadas se localizan en el sinclinal situado en el extremo NW.

origen está ligado a un proceso transgresivo en el que se reconocen términos fluviales en la base y marinos en el techo (BALDWIN 1977, ARAMBURU & GARCÍA RAMOS 1988).

Dentro de la Zona Cantábrica, que representa las zonas externas del orógeno Varisco del NO de Iberia, el afloramiento estudiado se encuentra en su extremo más occidental, dentro de la unidad conocida como Región de Pliegues y Mantos (JULIVERT & PELLO 1967), en las cercanías del Antiforme del Narcea, que supone el límite con la zona Asturoccidental-Leonesa. Esta unidad está compuesta por varios mantos de cabalgamiento siendo el Manto de Somiedo el situado más al NW (JULIVERT *et al.* 1968, JULIVERT 1971, BASTIDA *et al.* 1984) (Figura 1). El afloramiento estudiado se sitúa concretamente en la escama de La Cabruñana (GUTIÉRREZ-ALONSO 1992), una de las cuatro escamas mayores que integran el Manto de Somiedo.

El Manto de Somiedo se caracteriza por presentar una deformación de tipo epidérmico (*thin-skinned*), en la que no se reconoce la existencia de metamorfismo ni la actuación de mecanismos de deformación dúctil significativos, tales como la génesis de foliaciones o clivajes. En el caso del afloramiento estudiado, nos encontramos en el flanco occidental de un pliegue mayor, conocido como Sinclinal de Villazón-Reigada que presenta un cabeceo variable a lo largo de su trazado. El sector en que se encuentra el afloramiento estudiado se caracteriza por que tanto el mencionado sinclinal, como los anticlinales que lo flanquean, el de Buspol al O y el del Courío al E, presentan fuertes cabeceos de los ejes hacia el N, debidos a la existencia de una rampa lateral alóctona en este sector (ALONSO *et al.* 1991; GUTIÉRREZ-ALONSO 1992). Se ha propuesto que estas estructuras laterales pueden haber sido amplificadas durante los episodios alpinos de acortamiento N-S (ALONSO *et al.* 1994).

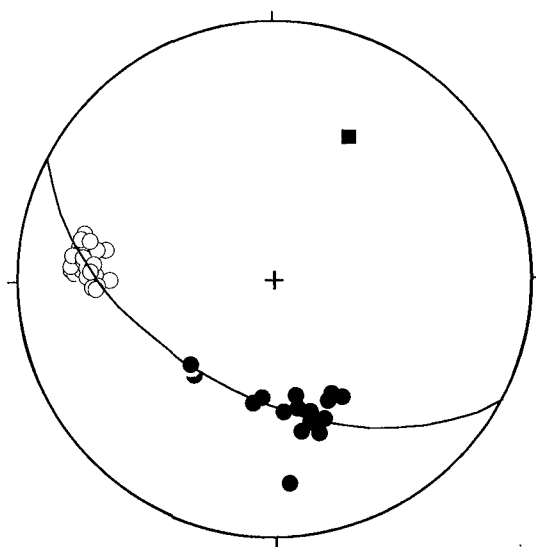


Figura 3. Proyección estereográfica (Falsa Schmidt, hemisferio inferior) de los polos de los flancos y el eje del sinclinal. La orientación del eje (diagrama π señalado con un cuadrado negro, es de $28^{\circ}/37^{\circ}$. El flanco en que se localizan las fallas estudiadas, señalado con círculos blancos, tiene una orientación media de $95^{\circ}/64^{\circ}$.

DESCRIPCIÓN DEL AFLORAMIENTO

El presente estudio está basado en el análisis de un afloramiento, que por el conjunto de sus características (exposición, tamaño reducido, accesibilidad) se convierte en una localización de excepcional calidad, idónea para el estudio de las relaciones espaciales, morfología y crecimiento de fallas, ya que no está afectada por los problemas de muestreo a los que se enfrentan otros análisis de este tipo a mayor escala.

El afloramiento está situado junto al km 27 de la carretera que une Oviedo y Cangas del Narcea, que discurre paralela al curso del río Narcea. Viajando en dirección a Oviedo y tras atravesar un pequeño túnel, se deja atrás, a mano izquierda, la desviación que conduce a Árbodas; 40 metros más adelante se localiza el afloramiento, junto al borde izquierdo de la calzada.

El afloramiento es una capa de cuarcita plegada situada en el flanco N de un pequeño sinclinal (Figura 2) que se localiza en el extremo NW de un tren de pliegues afectados por fallas de escaso desplazamiento. Este tren de pliegues se

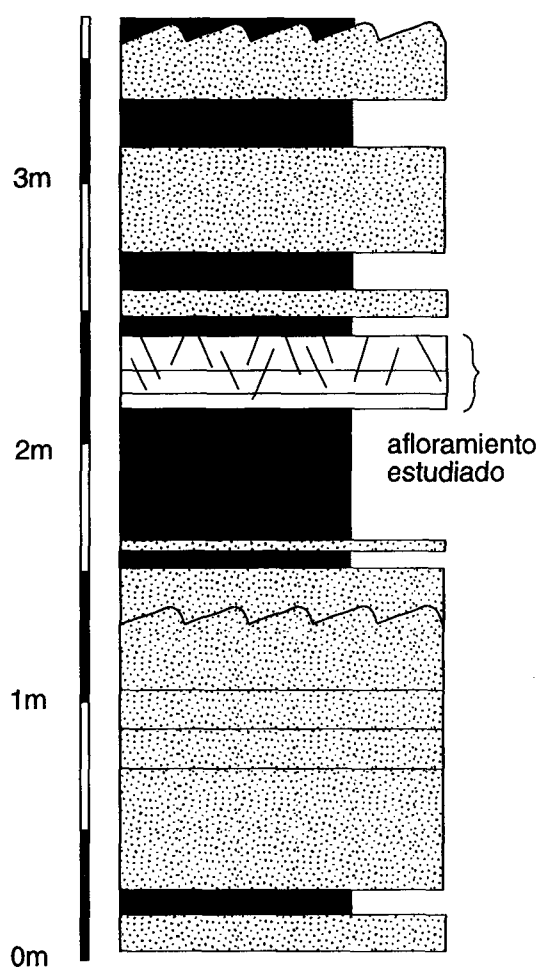


Figura 4. Columna estratigráfica correspondiente al entorno del afloramiento. Se trata de una sucesión de cuarcitas y pizarras poco potentes, en las que es común la presencia de laminaciones y ripples. La capa de cuarcita en que se localizan las fallas estudiadas tiene una potencia de 30 cm, y está dividida en tres bancos.

sitúa en la charnela del Sinclinal de Villazón-Reigada. La orientación de este pequeño sinclinal se representa en la falsilla estereográfica de la figura 3, en la que se proyectan los polos de ambos flancos y el eje del mismo, cuya orientación es de $28^{\circ}/37^{\circ}$ (todos los datos de orientación aportados dan la dirección de buzamiento y cuantía del mismo); el ángulo que existe entre los flancos de este sinclinal es de 78° , siendo la orientación del plano axial $310^{\circ}/76^{\circ}$. La capa de cuarcita donde se localizan las fallas está orientada $95^{\circ}/64^{\circ}$ y tiene una superficie aproximada de 8 m^2 ; su potencia es de 30 cm, y alberga un total de 364 fallas, de tamaños variados. La sucesión estratigráfica local está compuesta por una alternancia de cuarcitas con estructuras sedimentarias, como laminaciones cruzadas y ripples, y pizarras en estratos de potencia decimétrica (Figura 4).

Las fallas se distribuyen en el afloramiento en dos poblaciones, aisladas una respecto a la otra. El núcleo de fallas que se localiza en la parte inferior de la superficie estratigráfica será designado como grupo A, mientras que el localizado en la zona más alta pasará a denominarse grupo B. Aunque la morfología de las fallas en uno y otro grupo es similar, su distribución no es la misma. Por ello, cada uno de los grupos será descrito de forma independiente.

El grupo A, cuya cartografía se muestra en la Figura 5, cubre una extensión aproximada de 3 m^2 y reúne un total de 144 fracturas. Las fallas, distribuidas de forma más o menos homogénea, se disponen aproximadamente de forma paralela, siendo su dirección media de $229^{\circ}/50^{\circ}$. El rango de longitudes de las mismas es variado, oscilando entre los 3 cm de la más pequeña hasta los 193 cm de la mayor. Las fallas más grandes no están completas, ya que la capa de cuarcita está erosionada en su extremo N. Dentro del intervalo mencionado aparecen representados todos los tamaños, siendo más comunes las fallas de traza inferior a 45 cm. El rango de desplazamientos oscila entre 0,1 mm y 3,9 cm, siendo el número total de medidas de desplazamiento efectuadas 3414. El valor medio de desplazamiento máximo de cada una de las fallas se establece en 8,68 mm.

El grupo B se representa en la Figura 6. Como se aprecia, la distribución de las fallas no es igual en este núcleo. El total de 220 fracturas se reparten cubriendo una superficie de 3.5 m^2 . Se pueden diferenciar dos direcciones según las cuales se ordenan las fallas, aunque la dirección general es de $237^{\circ}/50^{\circ}$. Las más pequeñas, orientadas $220^{\circ}/50^{\circ}$ aproximadamente, chocan contra las mayores, de dirección $250^{\circ}/50^{\circ}$, limitando su expansión y confiriendo al conjunto una morfología aproximadamente triangular.

Las fallas del grupo B presentan tamaños variados, oscilando sus longitudes entre 2,5 y 123 cm. La distribución de longitudes es bastante regular, pero es patente la abundancia relativa de fracturas menores de 20 cm. Los desplazamientos tienen valores que van desde 0,51 mm a 11,5 cm, siendo el valor medio de desplazamiento máximo de 10,75 mm.

Morfológicamente, las fracturas de los grupos A y B son iguales. Se identifican tanto fallas aisladas como otras que coalescen, en uno u otro extremo, con otras fracturas. En todos los casos se aprecia la morfología elíptica (completa o truncada) descrita por los desplazamientos en los planos de falla expuesta en apartados

Geometría, distribución de desplazamientos y análisis de curvatura en poblaciones de fallas: Ejemplos de fallas a pequeña escala en la Fm. Barrios (sinclinal de Villazón-Reigada, Asturias).

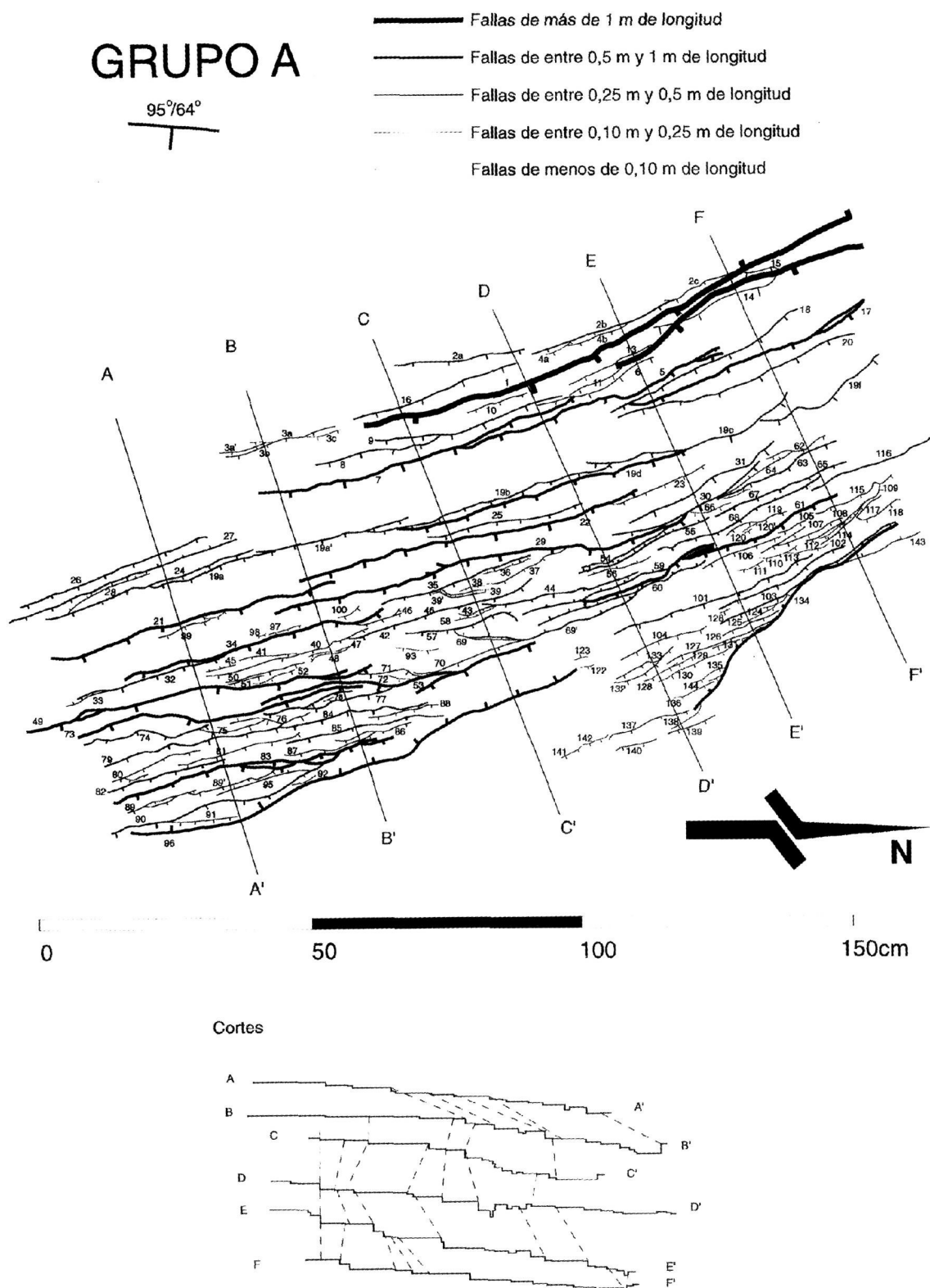


Figura 5. Mapa de las fallas censadas correspondientes al grupo A en la superficie de estratificación cuya orientación se indica. Cortes realizados a lo largo de dicho conjunto.

Geometría, distribución de desplazamientos y análisis de curvatura en poblaciones de fallas: Ejemplos de fallas a pequeña escala en la Fm. Barrios (sinclinal de Villazón-Reigada, Asturias).

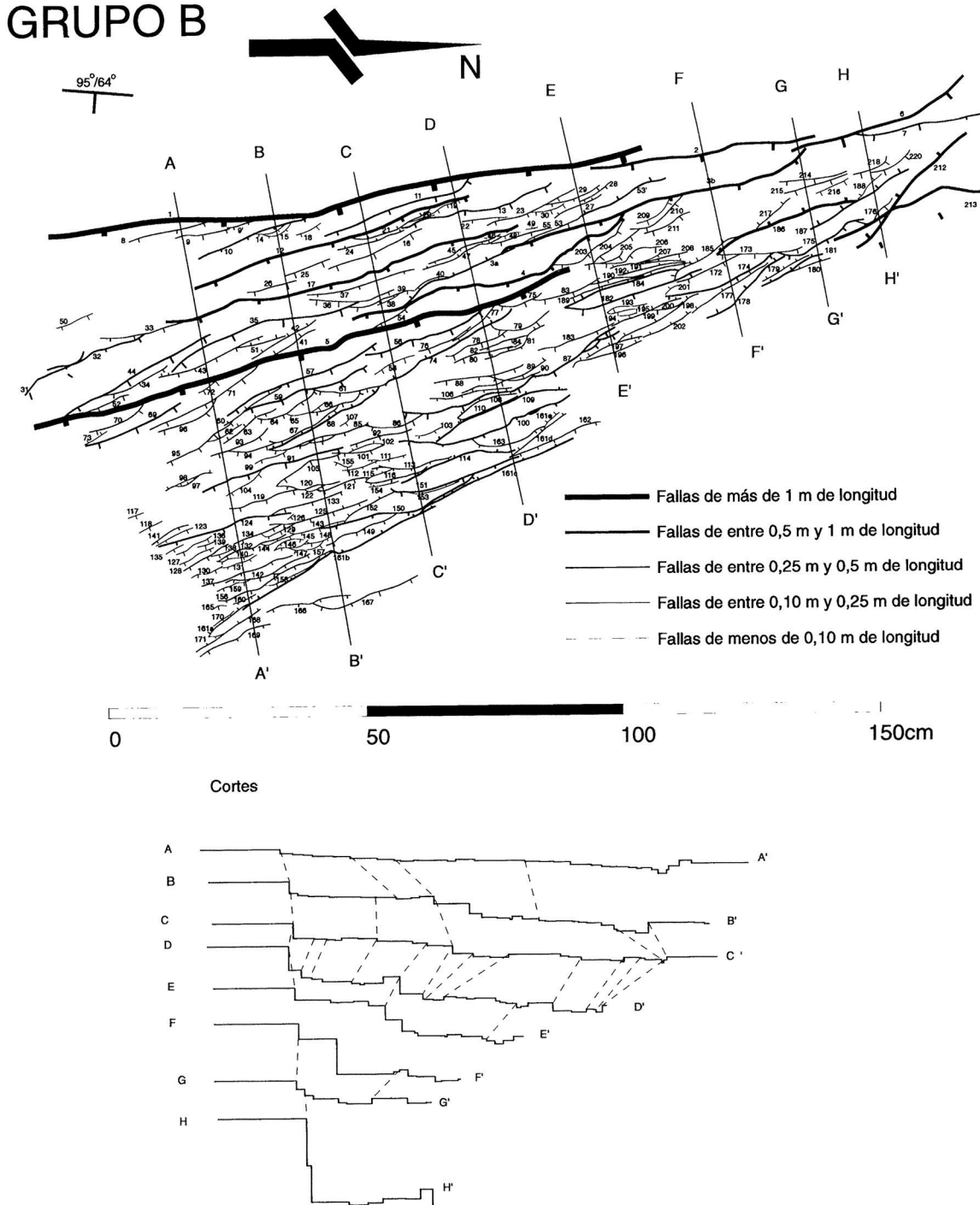


Figura 6. . Mapa de las fallas censadas correspondientes al grupo B en la superficie de estratificación cuya orientación se indica. Cortes realizados a lo largo de dicho conjunto.

anteriores. Para la descripción de las fallas se diferencian dos tipos en función al movimiento relativo de los dos bloques. Se consideran fallas positivas aquellas fracturas en las que el bloque levantado es el situado en la parte superior de la capa. Las fallas negativas son aquellas en las que este bloque es el hundido.

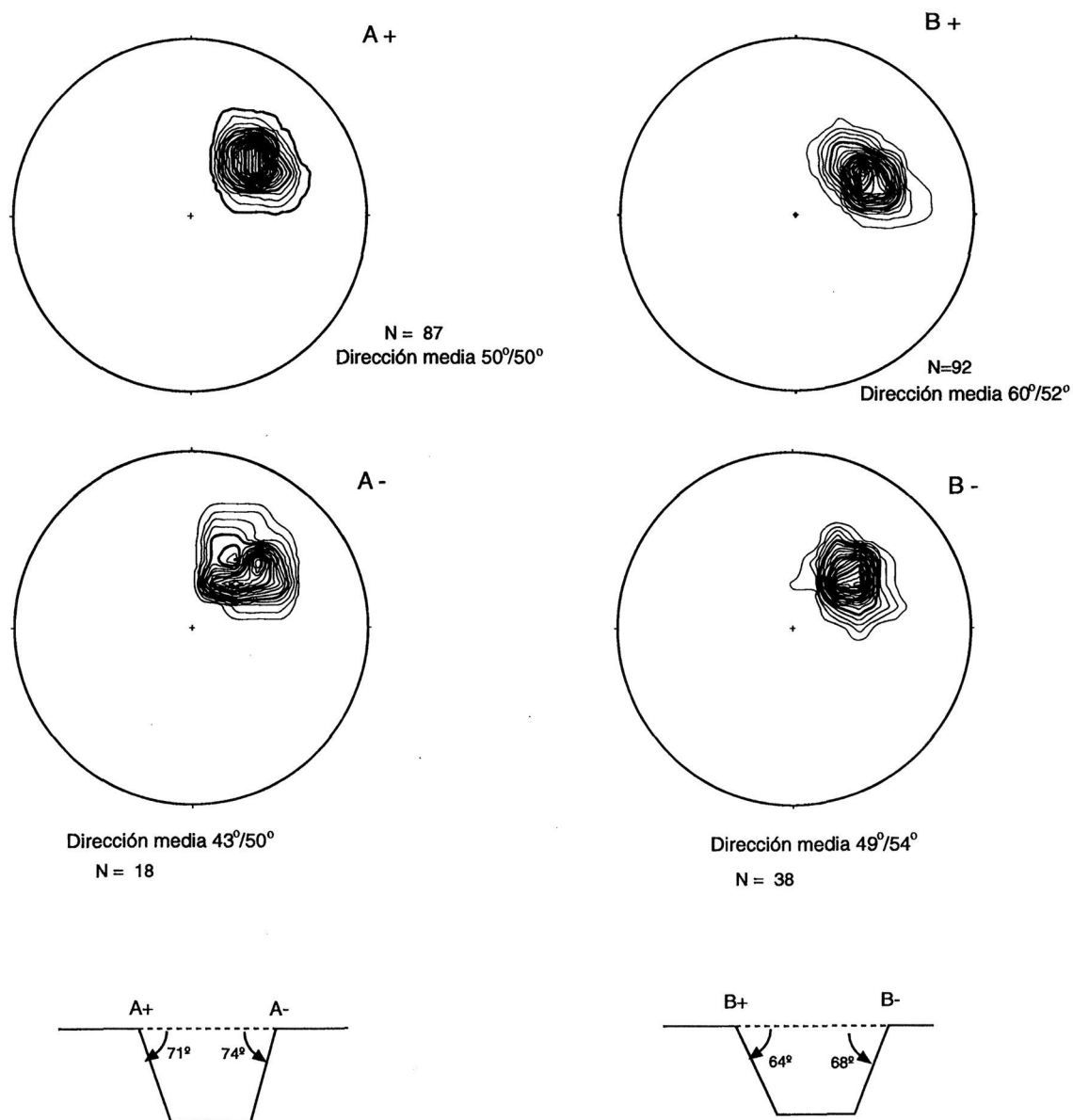


Figura 7. Diagramas de densidad (Falsilla Schmidt, hemisferio inferior, 1% del área, intervalos del 2%) de los polos de las fallas de los Grupos A y B. Se muestra así mismo un corte esquemático ilustrativo de la criterio utilizado para diferenciar entre fallas positivas y negativas utilizada en este trabajo.

Considerando la orientación de las fallas que componen ambos núcleos, pueden clasificarse mayoritariamente como de carácter inverso. Por el contrario, si se consideran las fallas con respecto a un plano de referencia (plano de estratificación) y se devuelve la capa de cuarcita a una posición horizontal, las fracturas se comportan como normales. Por tanto y a efectos de este análisis, se ha optado por considerar las fallas como de carácter normal.

Las proyecciones estereográficas de los polos de todas las fallas ilustran la orientación de las mismas, diferenciando entre las fracturas de los dos grupos y discriminando dentro de ellas aquéllas positivas y las de carácter negativo. Las proyecciones (Figura 7) no muestran diferencias significativas entre las orientaciones de unos y otros grupos, como demuestran los valores medios calculados para cada caso. Además, las fallas positivas y negativas no componen un sistema de fracturas conjugadas, ya que los ángulos que forman unas y otras entre si no es el propio de tales sistemas. También se representaron las orientaciones de las fracturas en diagramas de rosa (Figura 8); se realizó un gráfico para el grupo A y otro para el B. Se observa que la dispersión para las fallas del grupo A es menor que para el grupo B.

Acompañando a los mapas de las figuras 5 y 6 se presentan los cortes realizados sobre los mismos. Se recogen un total de 6 perfiles para el grupo A y 8 para el B. Los perfiles, perpendiculares a la traza de las fallas y espaciados homogéneamente, cubren toda la extensión de los dos núcleos. Muestran la distribución espacial de un extremo a otro del afloramiento, tanto de las fracturas como de su desplazamiento. Mientras para el grupo A las fallas se reparten de forma regular y la cuantía del desplazamiento apenas varía de N a S, el grupo B

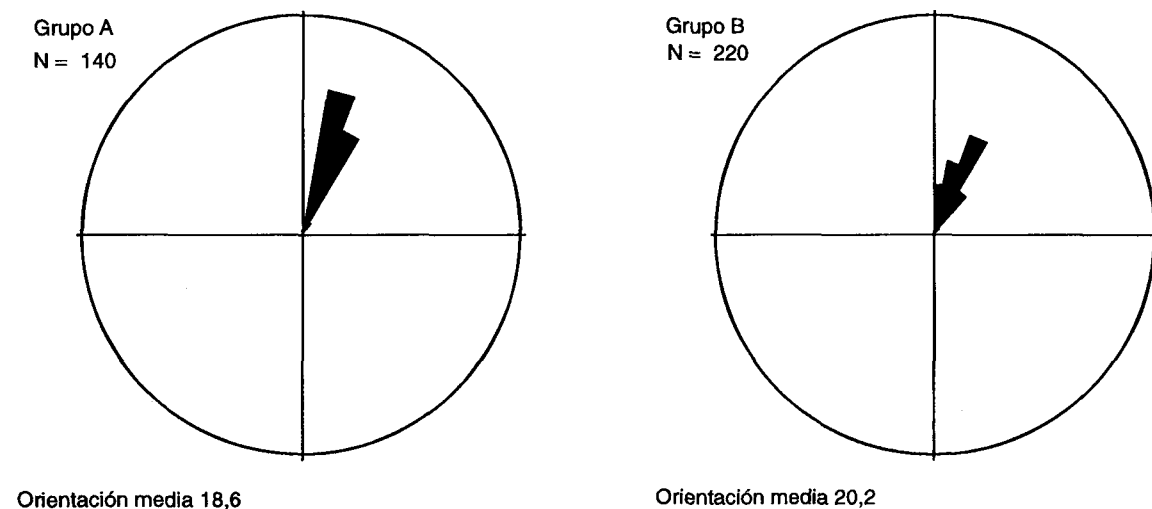


Figura 8. Diagrama en rosa que representa las direcciones de las fallas que componen los grupos A y B. La distribución de las orientaciones en el grupo A es unidireccional; el intervalo más numeroso reúne el 51% del total de las fracturas. En el grupo B la tendencia es más irregular: la amplitud de las orientaciones es mayor y el intervalo máximo tan sólo reúne un 37% del total de las fracturas que componen el grupo.

presenta una disminución en la cantidad de fracturas y un aumento en el salto acumulado hacia el N.

Esta tendencia se refleja en los gráficos de la figura 9. En el eje de abscisas se muestran los cortes realizados y las distancias que los separan; en ordenadas se señala, además del número de fallas que recoge cada corte, el total de desplazamiento acumulado en cada uno de ellos. En el grupo A los cortes distan entre si una media aproximada de 23 cm, y el rango de desplazamientos totales oscila entre un valor mínimo de 6,58 cm a un máximo de 13,8 cm, que supone la principal anomalía en la distribución; como se aprecia en el gráfico, ni el resto de los valores de desplazamiento ni el número de fallas intersectadas varía de modo sustancial en este grupo.

El gráfico del grupo B presenta una tendencia distinta. La amplitud de los valores de desplazamiento acumulado es mucho mayor, oscilando entre 6,33 cm en el extremo S y 20,7 cm en el extremo opuesto. Del mismo modo, el número de fallas que corta cada perfil también es irregular, ya que se pasa de 34 fracturas en el extremo S a 8 en el lado N.

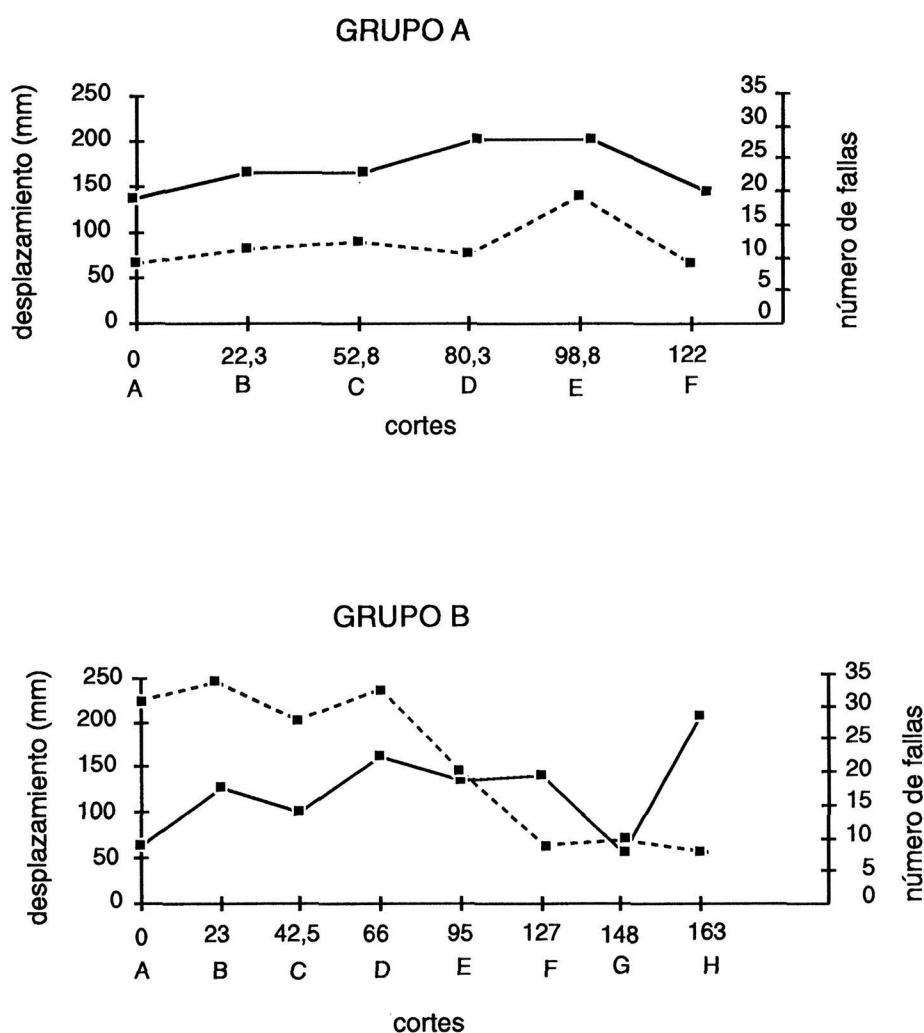
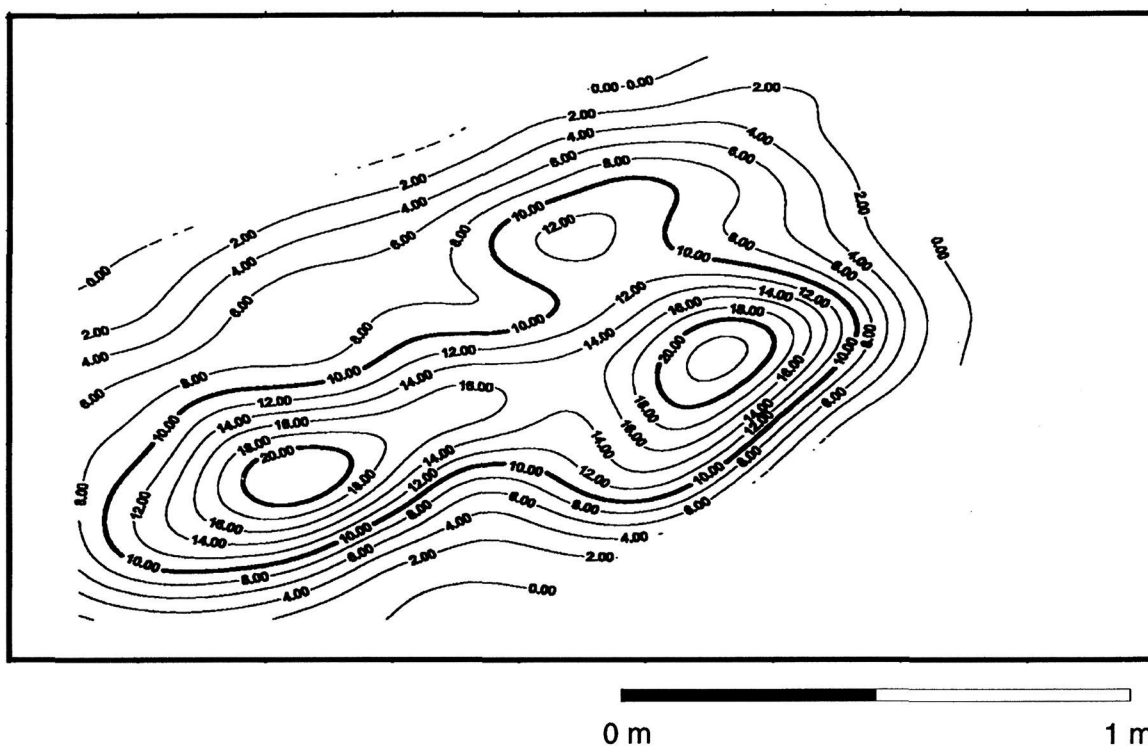


Figura 9. Gráficos en que se muestra el desplazamiento acumulado (en línea de trazo continuo) y el número de fallas (en línea de trazo discontinuo) registrados en cada uno de los cortes para los grupos A y B (Los cortes están situados en las figs. 5 y 6).

Distribución del número de fallas en el Grupo A



Distribución del número de fallas en el Grupo B

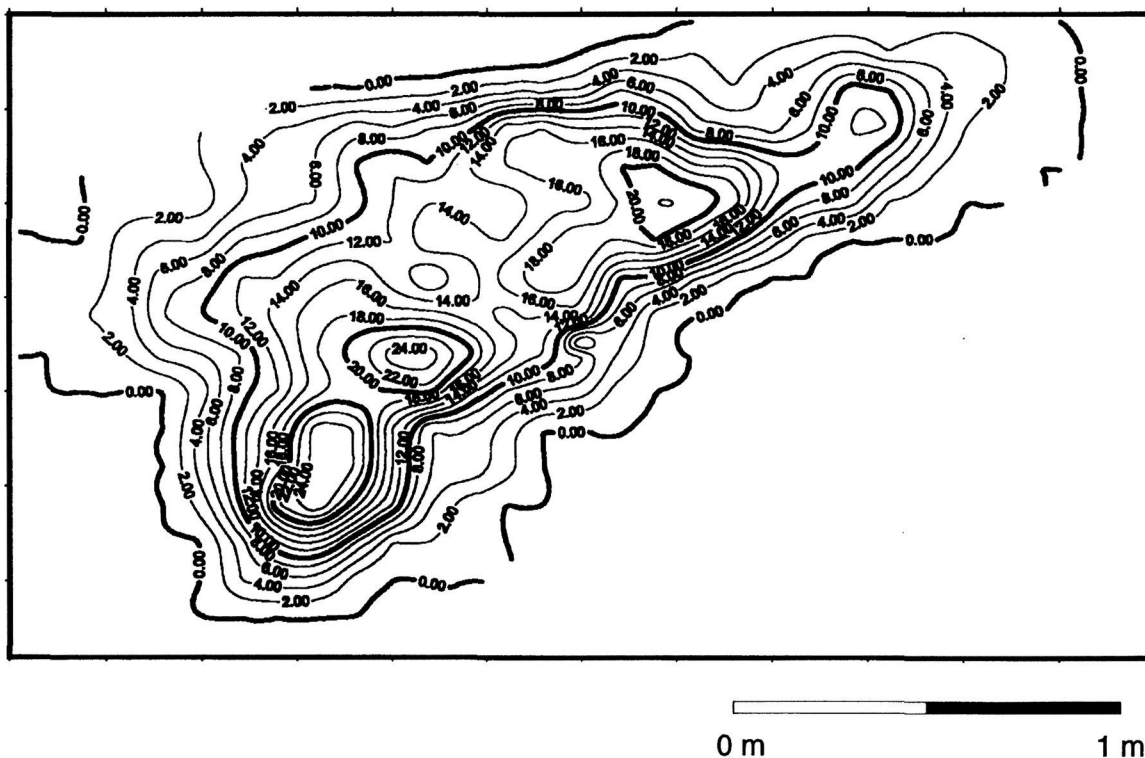


Figura 10. Densidad de fallas en los grupos A y B.

La distribución de las fallas en uno y otro grupo también aparece representada en la Figura 10, realizada a partir del conteo del número de fracturas localizadas en una superficie de extensión igual al 1% del total de cada núcleo. Las fracturas en A se reparten de forma homogénea, aumentando su número gradualmente desde los extremos hasta la parte interior, de forma más densa en la zona inferior. En el grupo B el número de fallas concentradas en la parte inferior es mucho mayor que en la superior y se localizan varios máximos en distintos puntos de su superficie; se considera por tanto una distribución más heterogénea.

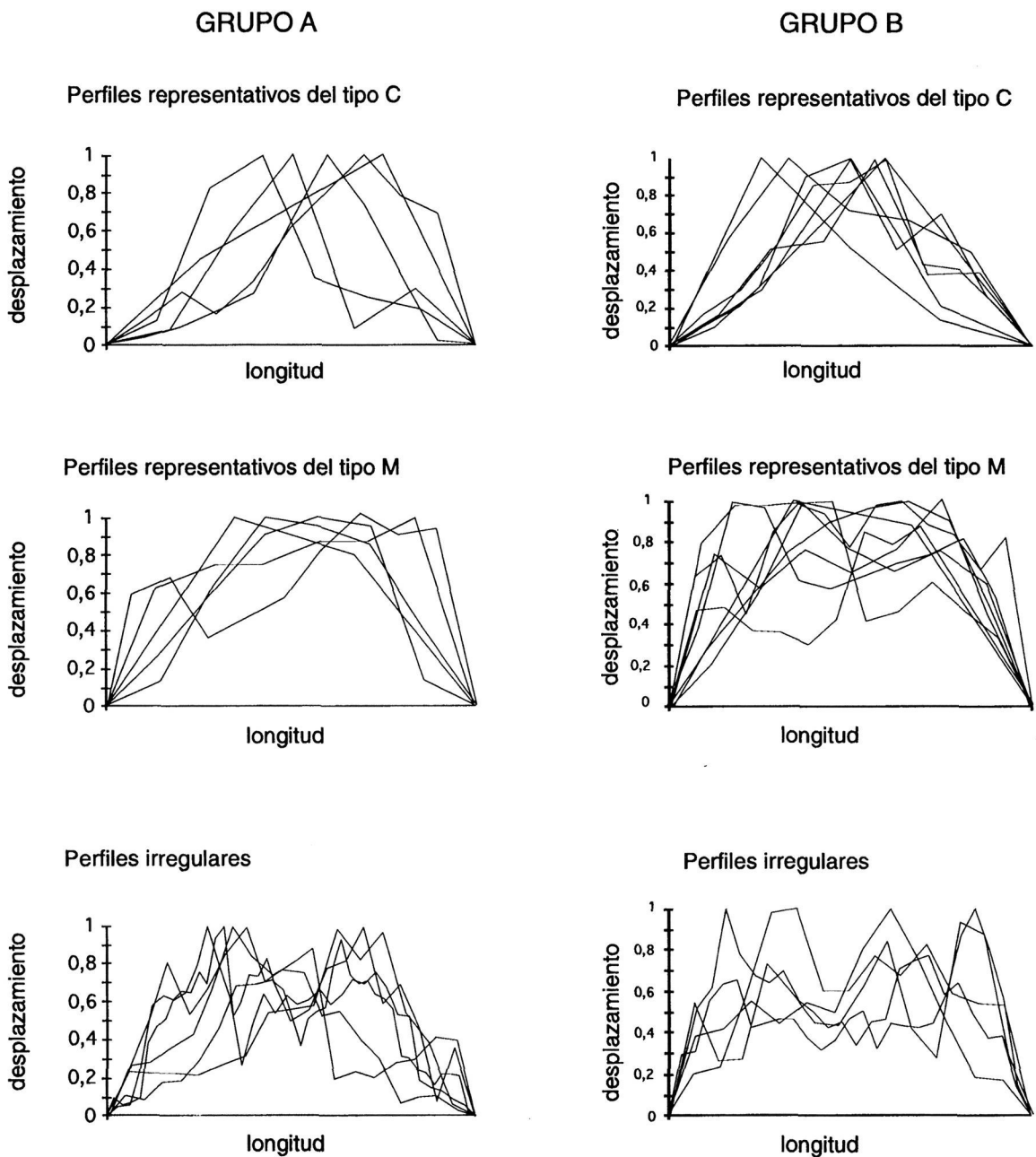


Figura 11. Perfiles tipo identificados en el afloramiento. Como representantes del total de las fallas, se muestran aquellos perfiles clasificados como de tipo C y de tipo M, y aquéllos otros que por su irregularidad no se pueden encuadrar dentro de ninguno de los perfiles tipo propuestos (PEACOCK 1991, fig.8).

RESULTADOS

En este capítulo se describen los resultados obtenidos a través del análisis de los datos recogidos en el campo. Para poder entender los resultados se introduce para cada apartado una descripción del tratamiento realizado y del significado de los distintos tipos de análisis utilizados, que se basan fundamentalmente en la geometría de las fallas y de la superficie afectada por las mismas.

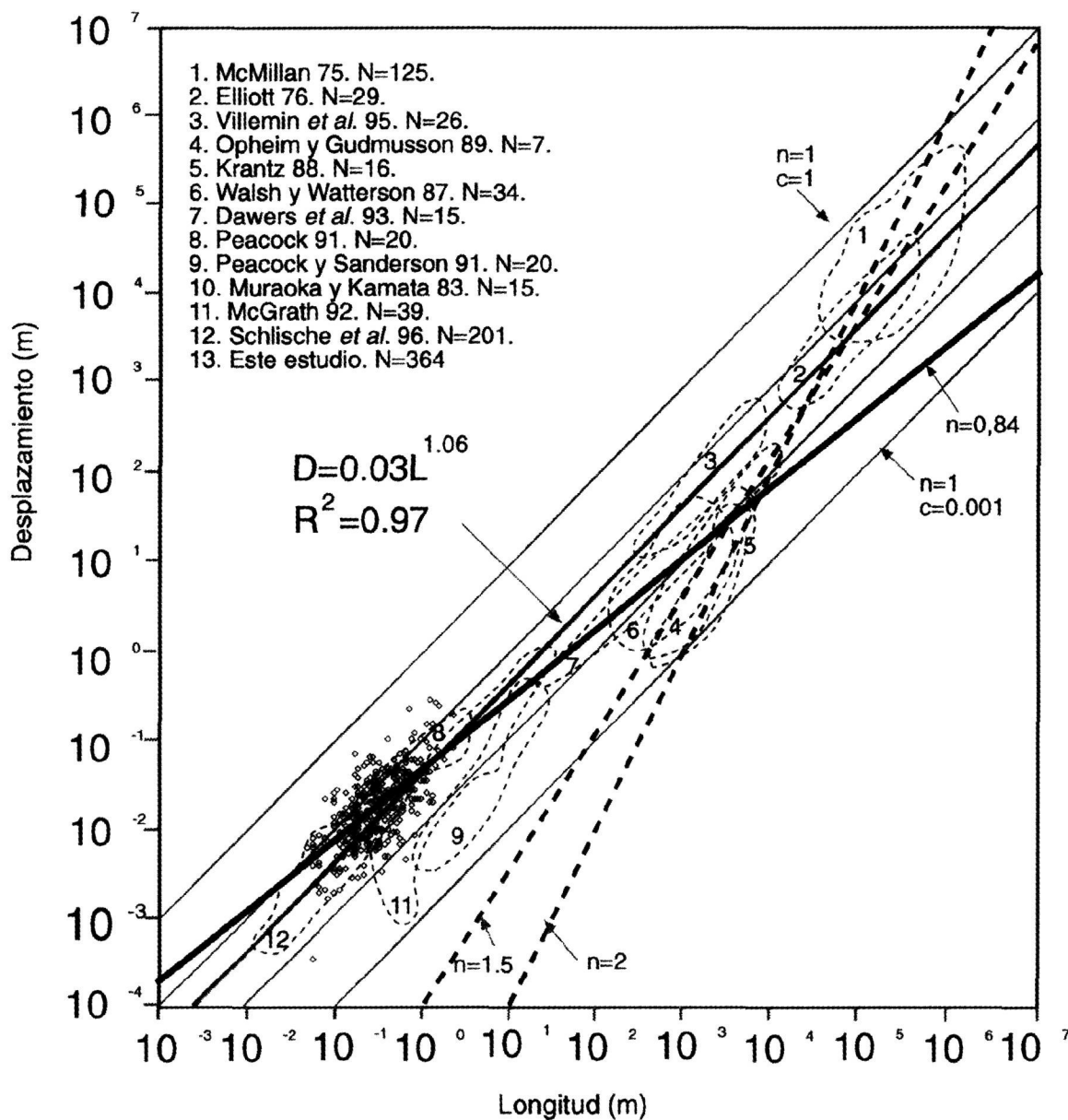


Figura 12. Proyección de los valores de longitud y desplazamiento de la totalidad de las fallas objeto de este estudio junto con los datos compilados por SCHLISCHE *et al.* (1996). El conjunto cubre 10 órdenes de magnitud y sigue una tendencia lineal que sugiere una relación de carácter lineal entre los dos parámetros.

PERFILES DESPLAZAMIENTO/LONGITUD

La expresión más concreta de la morfología del plano de falla es la que proporcionan los gráficos desplazamiento *vs.* longitud. En ellos se presenta el desplazamiento que presenta cada falla a lo largo de toda su traza, en este caso con intervalos de 1 cm. De este modo y a partir del perfil de cada fractura, pueden clasificarse las fallas según su morfología y consiguiente significado genético, sirviendo esto de base para elaborar modelos de crecimiento e interacción de fallas.

Actualmente los gráficos desplazamiento *vs.* longitud se utilizan en todas las investigaciones relativas a fracturación, ya que suponen el primer paso en descripción de fallas. De acuerdo con estos gráficos, podemos dividir las fallas estudiadas en dos tipos según las características de sus terminaciones. En el primero se incluyen las fracturas en cuyas terminaciones los desplazamientos son nulos; en el segundo figuran las que presentan desplazamiento en al menos uno de sus extremos. Tanto el grupo A como el grupo B contienen fallas de ambos tipos. Mientras en el primer núcleo un 59% de fracturas tienen terminaciones con desplazamiento nulo, el porcentaje en el grupo B alcanza un 51,3%.

Los tamaños de las fallas de límites nulos son variados. En el grupo A, a pesar de la abundancia relativa de las fallas menores de 20 cm (suponen un 52%), el resto de los tamaños también están representados, aunque su cantidad decrece a medida que aumenta la longitud. Por el contrario, en el grupo B las fallas menores de 20 cm constituyen un 71% del total de las de límites nulos y tan sólo un 10,6% superan los 30 cm.

La forma del perfil de este tipo de fracturas también es variada. Partiendo de la morfología elíptica ideal que se les supone, el desplazamiento del valor máximo y la variación del gradiente, así como la existencia de máximos relativos, permite diferenciar varios subtipos.

En primer lugar se distinguen las fallas cuyo perfil es elíptico, con extremos apuntados, y simétrico. Generalmente se trata de fracturas de pequeña longitud (inferiores a 20 cm) que no chocan ni se aproximan en exceso a ninguna otra fractura. Se caracterizan todas ellas por tener el valor máximo de desplazamiento en el punto central y presentar una pendiente igual a derecha e izquierda.

En algunos casos, el máximo desplazamiento se desvía hacia una de las terminaciones de la falla, con lo que se rompe la simetría de su perfil. La pendiente del gráfico se hace más acusada en el lado hacia el cual se desvía el valor máximo. Las fallas que presentan este perfil, de longitudes variadas, se sitúan siempre muy cerca de otras, con las que incluso pueden llegar a chocar. Otro perfil característico es el que presentan aquellas fallas que, pese a mantener el desplazamiento nulo en sus extremos, no tienen un plano de falla de geometría elíptica. El trazado del perfil en estos casos es irregular o “dentado”, presentando numerosos máximos relativos. A pesar de ello, estas fracturas pueden seguir manteniendo el carácter simétrico, y el máximo absoluto en el centro de su traza, o por el contrario pueden tenerlo desviado hacia uno u otro lado. En el primer caso se cumple que las fallas están alejadas de otras fracturas, mientras que en el segundo supuesto las fracturas están muy próximas entre si. Es un tipo de perfil propio de fallas con longitud superior a 25 cm.

Los mismos tipos morfológicos que se observan para las fallas con límites de desplazamiento nulo, se aprecian para aquellas otras con terminaciones no nulas. Generalmente se trata de fracturas que en uno u otro extremo contactan con otra fractura, presentando en la terminación correspondiente un salto distinto de cero. En estos casos se da una transferencia del desplazamiento, ya que se cumple que cuando una de las fallas presenta en la zona de contacto un incremento importante del salto (máximo relativo), la otra falla registrará una disminución del mismo. Se produce de todos modos una migración del valor máximo del desplazamiento hacia la zona solapada. De aproximarse (o chocar) una falla con otras por ambos extremos, el máximo se desvía hacia el límite correspondiente a la falla de mayor magnitud (una falla de longitud importante presenta generalmente un desplazamiento importante). Este hecho, a pesar de ser más común en fallas de límites no nulos, también se observa para fracturas con terminaciones sin desplazamiento.

Además, se normalizaron el desplazamiento y la longitud con respecto a los valores máximos correspondientes. De este modo, además de facilitarse la comparación entre unas y otras fracturas, se pudieron identificar los perfiles tipo comentados previamente (PEACOCK & SANDERSON 1991, MURAOKA & KAMATA 1983) y que se encuentran en la Figura 11

La tendencia de estos gráficos es similar en los dos grupos (A y B). Los perfiles ideales se identifican de forma clara en las fallas de pequeña longitud (menores de 20 cm), mientras que las mayores presentan perfiles más irregulares y por tanto más difíciles de clasificar, al igual que se observa en otros trabajos, como el de CARTWRIGHT & MANSFIELD (1998). En el grupo A las fracturas menores de 20 cm son menos abundantes que en el grupo B, de ahí que sea en este último grupo donde se localizan más fácilmente los perfiles tipo.

La morfología de la curva de desplazamiento para las fallas pequeñas se ajusta a los tipos C y M (MURAOKA & KAMATA 1983). A pesar de la irregularidad de la morfología de los perfiles para las fracturas de longitud superior a 20 cm, en ocasiones puede aproximarse para las mismas un perfil tipo M, ya que es común que presenten una pendiente elevada en las terminaciones y una parte central en la que aún registrándose máximos y mínimos, la amplitud no varía demasiado. De todos modos, en la mayoría de los casos la correspondencia entre la distribución de desplazamientos y los perfiles tipo es dudosa. La figura 11 reúne algunos perfiles de fracturas representativos del total realizado; se presentan por separado aquéllos de morfología cónica, los de tipo M y los irregulares, diferenciando además entre los del grupo A y los del grupo B.

Gráficos desplazamiento vs. longitud

Dos de los parámetros descriptivos más importantes que representan una falla son la longitud de su traza (L) y el valor máximo de desplazamiento que registra a lo largo de la misma (D). La relación existente entre ambos, expresada por la ecuación $D=cL^n$, supone uno de los principales puntos de interés en la investigación actual referente a fracturación.

Esta relación se calcula a partir de los gráficos D vs. L , que se construyen proyectando en abscisas la longitud de cada falla y en ordenadas los máximos desplazamientos correspondientes, ya sea en escala lineal, ya sea logarítmica. Conociéndose la relación existente entre ambos parámetros, a partir del muestreo de tan sólo un rango de fracturas dentro de una familia, podría calcularse la morfología y magnitud real de todas las fallas componentes, sea cual sea su tamaño.

El principal problema discutido al respecto en la bibliografía es la naturaleza de esa relación. La mayoría de los autores (WALSH *et al.* 1991; COWIE & SCHOLZ 1992; SCHLISCHE *et al.* 1996; GROSS *et al.* 1996; CLARK & COX 1996; WATTERSON *et al.* 1996) defienden un carácter lineal para la misma, asignando al parámetro n un valor igual a la unidad. Además, y aún aceptando la proporcionalidad entre ambos parámetros, en la bibliografía se discuten otros aspectos, como son el grado de dispersión de los puntos en los gráficos D vs. L y el valor del coeficiente de proporcionalidad c .

El comportamiento ideal supone una dispersión mínima de los puntos que haría patente su disposición lineal. Es la pauta que marcan las fallas aisladas. El muestreo y proyección de datos correspondientes a fallas no aisladas conllevan por tanto una mayor dispersión de los puntos (GROSS *et al.* 1996). Los mismos autores señalan también como responsables de esta amplia dispersión el hecho de que las fracturas se extiendan a lo largo de varios medios rocosos de distinta competencia, o a que intersecten con alguna otra estructura que limite su crecimiento, haciendo variar el coeficiente D/L ideal.

El valor del coeficiente de proporcionalidad c depende tanto del medio rocoso en que se desarrollen las fallas como de la homogeneidad del mismo (BÜRGMANN *et al.* 1994). De este modo, en caso de producirse una fractura en un medio de una rigidez dada y propagarse a través de otro menos competente, la relación D vs. L aumenta, haciéndose mayor la pendiente de la recta de regresión, y viceversa.

SCHLISCHE *et al.* (1996) compilan los datos de un total de 12 investigaciones de distintos autores y presenta la proyección D/L correspondiente (Figura 12). El gráfico, que cubre 10 órdenes de magnitud, confirma la hipótesis de la relación lineal entre los parámetros desplazamiento y longitud. Los puntos se disponen según una línea recta de ecuación $D=0,03L^{1,06}$, a la cual se ajustan de un modo preciso, siendo el coeficiente de regresión $r^2=0,97$. En dicho gráfico se proyectaron además los valores de desplazamiento y longitud de las fallas correspondientes al presente estudio; tal como se aprecia en la figura 12, estos puntos se ajustan también a la recta de regresión propuesta por SCHLISCHE *et al.* (1996).

Distribución de longitudes y desplazamientos

El método de MARRETT & ALLMENDIGER (1991, 1992) pretende, a partir de la elaboración de curvas acumuladas, representar la distribución de una población de fallas en base a dos de sus parámetros geométricos más representativos: el máximo desplazamiento y la longitud. De acuerdo con los datos teóricos y experimentales,

la distribución de fallas en cualquier población o muestreo viene definida por la fórmula:

$$N=cteD^{-c}$$

donde D es el máximo desplazamiento de cada una de las fallas y N el número de fallas con un desplazamiento mayor o igual a D. El parámetro c expresa la relación existente entre N y D y representa la distribución de fallas en función a uno u otro parámetro. Cuanto mayor sea c, mayor será la proporción de fallas de pequeñas dimensiones en la población. La distribución de las fallas también puede definirse en función a la longitud (L) de sus trazas, siendo entonces la expresión matemática $N=cteL^{-c}$.

Por tanto, se realizaron los gráficos, proyectando en escala logarítmica los parámetros acumulados D y L. El resultado más común es la obtención de una línea quebrada en la que generalmente se identifican tres segmentos, el de la izquierda presenta una pendiente suave y corresponde a las fallas más pequeñas de cada área muestreada; el tramo correspondiente a las fallas mayores se sitúa en el extremo derecho y tiene una pendiente mucho más acusada. El segmento central es el que se considera representativo de la población muestreada, siempre que su amplitud cubra dos órdenes de magnitud y presente morfología lineal, mientras que los otros dos son discriminados ya que se consideran afectados por errores generados en la toma de datos, ya sea por la escala considerada o por las dimensiones del muestreo.

La mayoría de los autores ha trabajado hasta el momento con zonas geográficas amplias, que engloban fallas de escalas variadas, desde órdenes kilométricos hasta centimétricos; tanto las más grandes como las de menor tamaño presentan problemas a la hora del muestreo: las mayores por extenderse más allá del dominio estudiado, de modo que ni la longitud ni el máximo desplazamiento medidos son necesariamente los reales, y las pequeñas por no ser registradas debido a problemas de resolución (el límite de resolución sísmica se sitúa en los 30 metros, completándose los muestreos con sondeos de diámetro 10 cm) (YIELDING *et al.* 1996).

La calidad del muestreo no sólo está relacionada con la magnitud de las fallas, sino que también influyen las condiciones del afloramiento. De la accesibilidad del mismo en primer lugar y la claridad con que se aprecien las fallas va a depender que la toma de datos sea más cercana a la realidad. El hecho de que existan otras estructuras (diacclasas, pliegues, procesos de recristalización...) dificulta el muestreo y complica el estudio, ya que puede hacer variar las relaciones ideales de los parámetros muestreados (GROSS *et al.* 1997). De igual forma, si el afloramiento puede ser descrito tridimensionalmente, la toma de datos será más precisa que si se dispone tan sólo de una caracterización en dos dimensiones, tal y como se ha descrito en la introducción.

En cada gráfico es tan sólo el segmento central, correspondiente a las fallas correctamente muestreadas, el representativo de cada área estudiada, y es su pendiente c el parámetro que describe el comportamiento de la misma. Conocido por tanto el valor del coeficiente c y habiendo muestreado tan sólo un rango de tamaños de fallas, puede, proyectándose la recta correspondiente, averiguarse la

cantidad de fallas de tamaños tanto mayores como menores que componen esa población. Esto sólo es posible de cumplirse la relación lineal entre $\log D$ o $\log L$ y $\log N$.

Este comportamiento se corresponde con un término muy usado en la bibliografía, que es el de comportamiento fractal o *self similar*. Por tal se entiende la propiedad de cualquier parámetro, en este caso el tamaño de las fallas: longitud o máximo desplazamiento, de seguir una misma evolución, sea cual sea la escala a la que se estudie. Si el comportamiento de una población de fallas de un determinado tamaño se puede expresar mediante una línea en los gráficos de desplazamientos o longitudes acumuladas, de comportarse ésta fractalmente las fallas de mayor rango también se registrarán según la misma línea.

Estudiando la bibliografía publicada hasta la actualidad, puede resumirse que, aunque el modelo fractal puede aplicarse a poblaciones de fallas, no se cumple cuando se trabaja simultáneamente con varias familias. Esto puede ocurrir al realizarse el muestreo de una zona determinada, ya que es normal la coexistencia de distintas familias de fracturas en un mismo volumen de roca. En estos los gráficos acumulados no presentan una curva con un segmento central rectilíneo, sino que se llegan a identificar tantos tramos rectos como poblaciones distintas se estén muestreando (GILLESPIE *et al.* 1993; FOSSEN & RØRNES 1996; ACKERMANN & SCHLISCHE 1997), cada uno de ellos con una pendiente distinta. Estos segmentos son fácilmente identificables cuando no existe superposición de tamaños entre las distintas poblaciones (ESCUDEUR 1998), cosa que no siempre ocurre, de manera que puede darse el caso de que el gráfico no presente ningún tramo recto ni permita localizar las distintas familias de fallas.

Otros autores defienden otras hipótesis para explicar la existencia de más de un tramo recto representativo en la zona central de la curva. WOTJAL (1996) identifica cada uno de estos segmentos como correspondientes a distintas etapas dentro de la evolución (crecimiento e interacción) de una única población de fallas. En cierto sentido esta idea resulta apoyada por los estudios de CLADOUHOS & MARRETT (1996), quienes afirman que en un proceso de génesis y crecimiento de fracturas con una distribución estocástica, es decir, al azar, la pendiente de la recta en que aparecen proyectadas las fallas varía según su tamaño (y por tanto según su estado evolutivo).

Otro de los problemas relativos a la distribución de fallas y al método descrito es el valor del coeficiente c . Cada autor obtiene un rango de valores distinto, en función muchas veces al tipo de muestreo (en una, dos o tres dimensiones), siendo el rango total bastante amplio (0,73 a 2,05 según FOSSEN & RØRNES 1996; 1,2 para SCHOLZ & COWIE 1990; 1,3 a 1,5 según MARRETT & ALLMENDIGER 1992; 0,7 a 0,9 para WALSH *et al.* 1991; 1,2 a 1,5 para D según YIELDING *et al.* 1996, 1,1 a 2,0 para L según los mismos; relativos a la longitud aparecen en la bibliografía los siguientes valores de c : 1,3 para OKUBO & AKI 1987; 1,36 a 1,87 para WATTERSON *et al.* 1996; 1,4 para VILLEMEN *et al.* 1995; 1,3 para SCHOLZ *et al.* 1993; 1,1 a 1,69 para GAUTHIER & LAKE 1993). Otros autores intentan establecer algún control sobre el valor de c , intentando así encontrar algún modelo de distribución global válido para cualquier población de fallas. NICOL *et al.* 1996 proyectan distintos valores de

c frente a distintos parámetros de sus poblaciones estudiadas, tales como el desplazamiento del punto medio (desplazamiento que corresponde al punto medio del tramo recto de cada gráfico) o la densidad de fallas de cada una de las zonas muestreadas. Los resultados demuestran que no existe relación alguna entre c y esos parámetros, de modo que hasta el momento no es posible generalizar acerca del comportamiento de c, salvo que su valor está relacionado con el tipo de muestreo: cuanto más completo sea (desde tres dimensiones a una), mayor será el valor de la constante c (MARRETT & ALLMENDIGER 1992, YIELDING *et al.* 1996).

De forma paralela a la usada por los distintos autores, para el presente estudio se realizaron los gráficos acumulados proyectando no sólo los valores logarítmicos de máximo desplazamiento, sino también los de longitudes de los grupos A y B y del conjunto de ambos.

Los gráficos $\log L / \log N$ (Figura 13) proyectan los valores de las longitudes de las fallas (y segmentos) frente a la frecuencia acumulada para cada uno de los grupos estudiados, ambos parámetros en escala logarítmica. La tendencia marcada por unos y otros gráficos presenta particularidades que permiten establecer comportamientos distintos entre el grupo A y el grupo B. Una de las observaciones más importantes es que, en general, no se identifica la geometría segmentada postulada por MARRETT & ALLMENDIGER (1996). Este hecho se interpreta como debido a la naturaleza del muestreo. En efecto, cabe esperar en un trabajo de detalle de este tipo un censo exhaustivo de las fallas de mayor tamaño, que no es posible en las fallas más pequeñas, cuyo muestreo no se pudo realizar de forma completa. Por este motivo, los gráficos que se presentan se asemejan en su extremo superior (fallas de menor tamaño) a los descritos generalmente en la bibliografía, y no presentan una rotura de pendiente en el sector correspondiente a las fallas mayores.

El análisis de la figura 13 pone en evidencia diferencias entre el comportamiento de las fallas de los grupos A y B. En los gráficos que representan las longitudes de las fallas del grupo A los valores se proyectan según una curva cuya pendiente va aumentando desde el extremo izquierdo (correspondiente a las fallas de menor longitud), donde la inclinación es de 0,07, hacia las fallas de mayor tamaño, donde la pendiente alcanza valores cercanos a 2. Por otro lado, los gráficos que representan las longitudes de las fallas del grupo B muestran una tendencia distinta. El rango de longitudes representados es menor que en el grupo A y la morfología de la curva varía. Se aprecia una línea en la que, aún siendo el trazo curvo, se identifican sólo dos tramos rectos; el primero de ellos, siempre más corto, presenta una pendiente próxima a 0,7, y corresponde a las fracturas de hasta 8 cm de longitud; el segundo tramo cubre el rango de longitudes correspondientes a fallas de más de 20 cm y tiene una pendiente igual a 2.

Tras el análisis del conjunto de los gráficos acumulados de las longitudes de las fallas, es necesario destacar la importancia del parámetro c (pendiente del tramo de la curva correspondiente a las fallas de mayor longitud) en la descripción de los mismos, ya que es el más apropiado para establecer comparaciones entre unos gráficos y otros. El valor del parámetro c para las longitudes de todas las fallas es de 2,65; el total de longitudes del grupo A proyecta para las fallas mayores según una línea de pendiente 2,08, mientras que el grupo B dicho valor es de 1,72.

Geometría, distribución de desplazamientos y análisis de curvatura en poblaciones de fallas: Ejemplos de fallas a pequeña escala en la Fm. Barrios (sinclinal de Villazón-Reigada, Asturias).

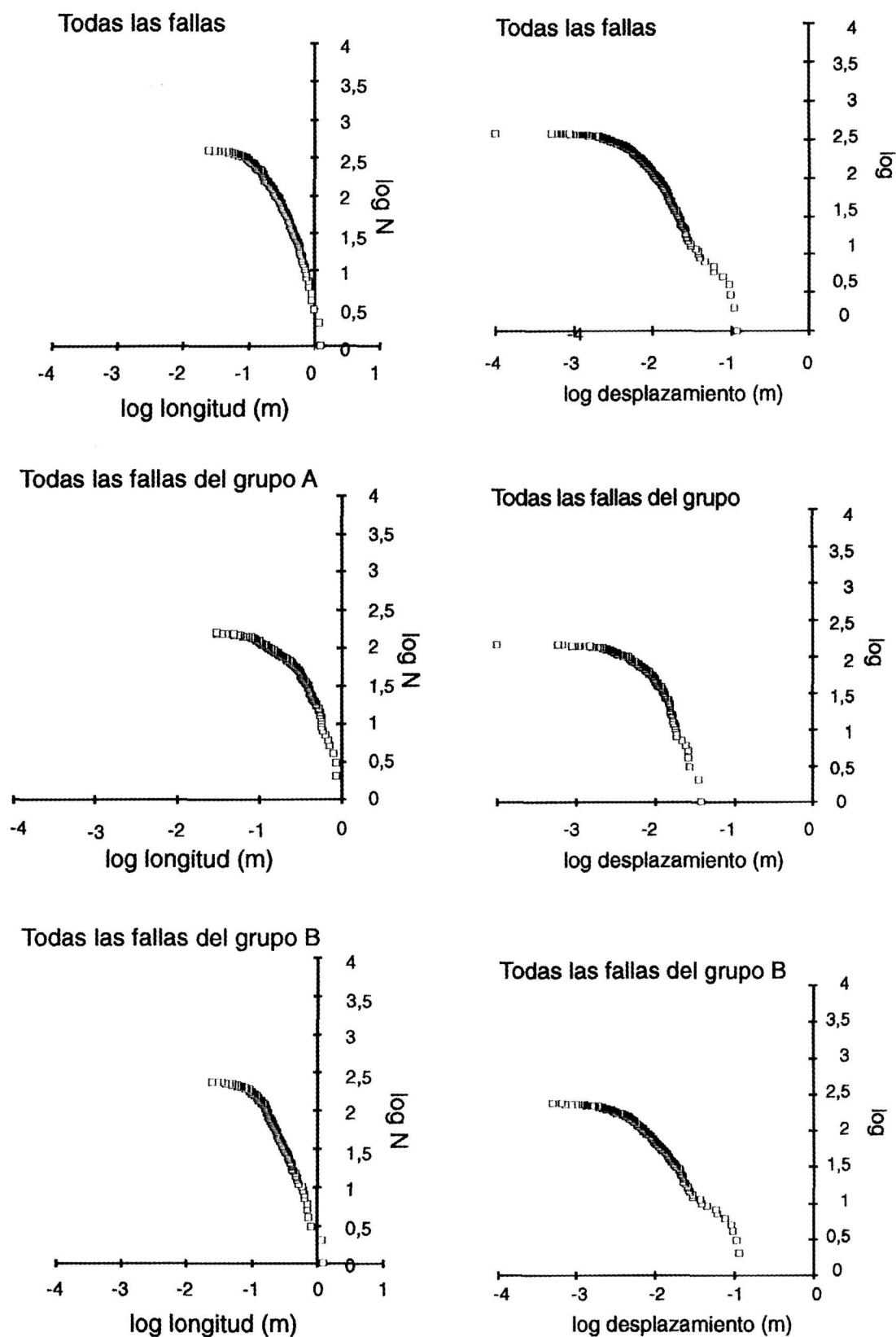


Figura 13 (izquierda). Gráficos acumulados $\log L/\log N$ correspondientes a fallas, diferenciando entre las del grupo A y las del grupo B.

Figura 14 (derecha). Gráficos acumulados $\log D/\log N$ correspondientes a fallas, diferenciando entre las del grupo A y las del grupo B.

De la misma manera que ocurriera en los gráficos en que se representaba la longitud en los gráficos $\log D/\log N$ (Figura 14) también se encuentran diferencias entre las representaciones de los valores de cada uno de los grupos estudiados.

Los desplazamientos de las fallas del grupo A se proyectan según una línea de traza curva cuya pendiente en el extremo izquierdo es muy baja (valores próximos a 0,04), aumentando hacia la derecha hasta alcanzar un valor cercano a 2. En el extremo derecho de la traza se puede adivinar una segunda curva, descrita por muy pocos valores (aproximadamente 10). El límite entre ambas curvas, y por tanto el cambio de pendiente, se localiza en torno a los 17 mm de desplazamiento.

En los gráficos que representan los desplazamientos acumulados de las fallas del grupo B la presencia de dos curvas es más patente que en el caso del grupo A. En el núcleo B, la segunda curva está descrita por más valores que en A; el límite entre la primera y la segunda se encuentra en torno a 30 mm.

Del mismo modo que ocurriera en la descripción de los gráficos de las longitudes, el parámetro descriptivo más representativo en las proyecciones de los desplazamientos máximos es la pendiente del tramo de la curva correspondiente a las fallas o segmentos que mayor rango de desplazamiento presenten. En ocasiones, la identificación de este tramo no es tan clara como lo era en los gráficos de las longitudes, puesto que es común la traza curva en las proyecciones. Para estos casos, el valor de c se iguala a la pendiente del tramo recto presente en la curva que esté mejor definido.

En los gráficos que presentan los desplazamientos de las fallas, el valor de c se localiza en torno a 1.

Análisis de curvaturas

Una de las técnicas más utilizadas recientemente en el análisis de la fracturación y su relación con la geometría de la superficie fracturada es el análisis de la curvatura gaussiana, que permite, a partir del estudio de la topografía de una superficie, conocer la naturaleza de los pliegues que pueden estar presentes en la misma (LISLE 1992, 1994 y LISLE & ROBINSON 1995).

La curvatura Gaussiana (K) en un punto se define como el producto de las curvaturas principales (k_1 y k_2), es decir, de los valores extremos de curvatura medidos según dos líneas perpendiculares que pasan por dicho punto, tal como se aprecia en la figura 15.

Los valores de curvatura se obtienen por distintos mecanismos (LISLE 1994) partiendo de la topografía de cada superficie, existiendo una correspondencia clara entre los mecanismos de plegamiento y la distribución y magnitud de los valores de curvatura. Se hace posible de este modo diferenciar entre los pliegues isométricos, que se generan por rotación de los flancos y no conllevan deformación interna de los mismos, y los pliegues generados en una interferencia. Mientras los primeros presentan curvatura nula (puesto que una de las curvaturas principales es igual a cero), los segundos están caracterizados por una doble curvatura y por tanto un

valor de K distinto de cero (puesto que las dos curvaturas principales son distintas de cero). Esto se aprecia en la figura 16, donde se señalan las diferentes geometrías de superficies plegadas y los valores de curvatura correspondientes: los valores positivos representan domos y cubetas, los negativos superficies con geometría de collado o silla de montar, y los nulos equivalen a superficies no plegadas o bien a pliegues isométricos (cónicos o cilíndricos), originados a partir de una generatriz recta. Se muestra también la traza de las líneas de curvatura que presenta cada tipo.

La topografía de la superficie plegada (Figura 17) se obtuvo a partir de la rotación del flanco del pliegue estudiado hasta colocarlo en una posición horizontal. Debido al escaso relieve que presenta, se amplificó el valor de z en un orden de magnitud, con el objetivo de exagerar los desniveles. En el mapa de la figura 17 aparecen localizados ambos grupos de fallas; la región en que se sitúa el grupo B presenta un relieve ligeramente deprimido, en forma de cubeta, mientras que a la zona en que se encuentra el grupo A corresponde una topografía de cotas más altas, que decrecen desde la parte S a la N del núcleo. La pendiente de la topografía cae suavemente desde el grupo A al B.

A partir de la topografía se obtuvo el mapa de curvaturas, en el que se localizó cada uno de los grupos de fallas, sombreados en la figura 18. En la zona en que se encuentra el grupo B, las isolíneas son cerradas y los valores de curvatura positivos, aumentando desde una curvatura nula en la periferia del grupo a un valor de más de 16 en el centro del mismo. Estas características corresponden a una superficie plegada en forma de cubeta, como se aprecia en la topografía. En la zona en que se encuentra el grupo A, tanto la disposición de las isolíneas como los valores de la

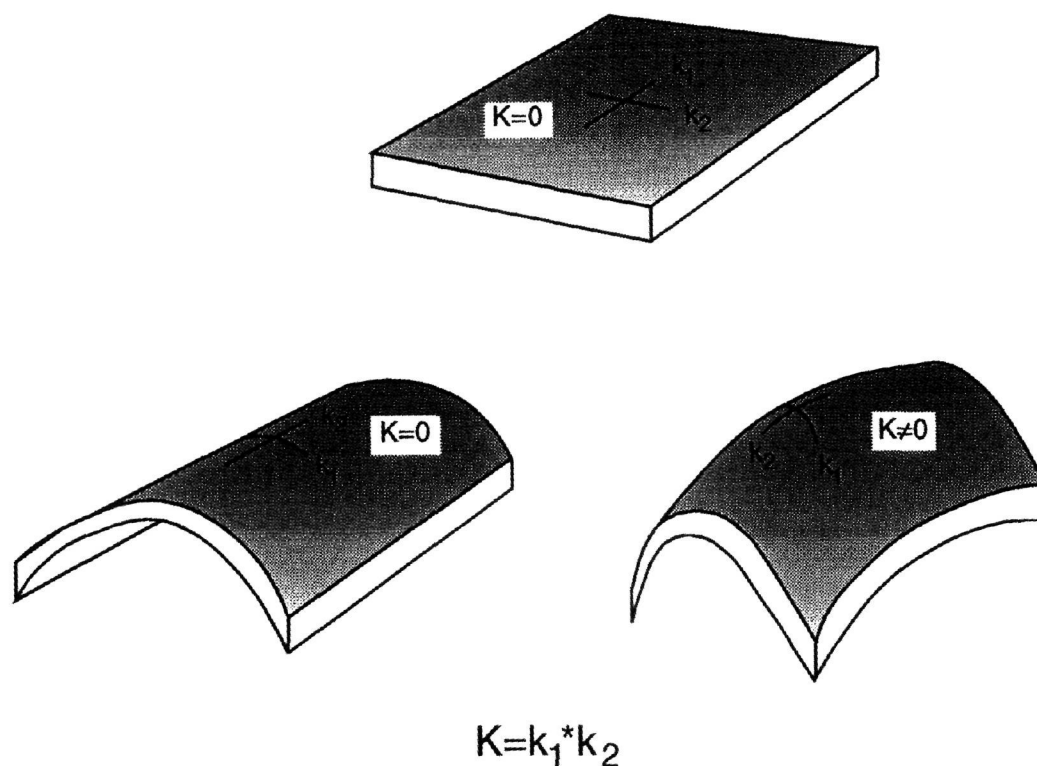


Figura 15. Definición de curvatura Gaussiana (K) y de las curvaturas principales (k_1 y k_2). Según LISLE (1994).

curvatura gaussiana son distintas: las isolíneas no se cierran y la curvatura es en casi toda la extensión del núcleo igual a cero, aunque en zonas concretas el valor llega a -4. Las características de esta zona son las propias de una superficie plegada isométricamente o incluso de una superficie que no registra pliegue alguno. Entre los dos grupos de fallas se localiza una región en la que la curvatura apenas varía, oscilando entre valores de 4 y -4.

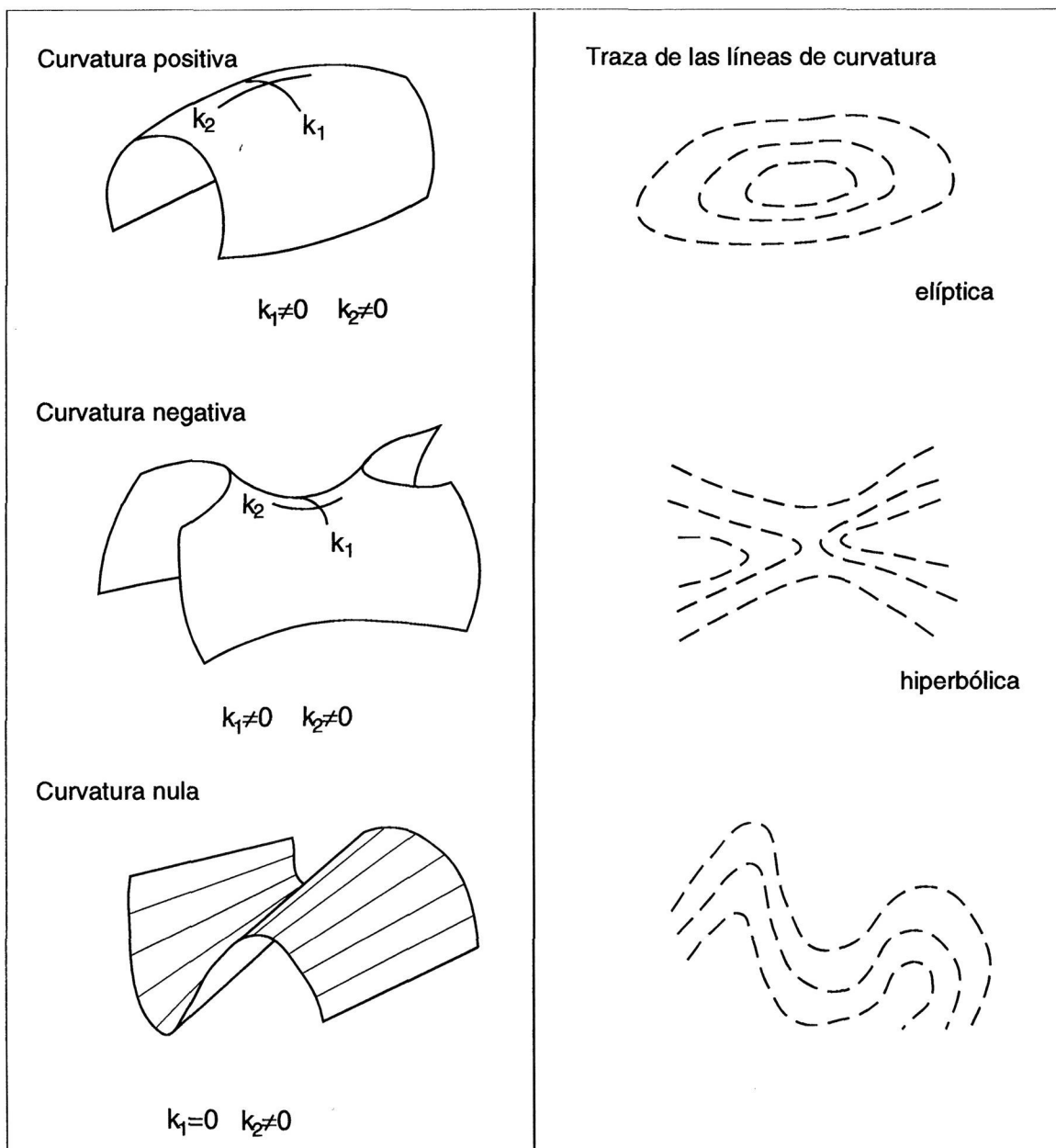


Figura 16. Relaciones existentes entre el tipo de plegamiento de una superficie, expresado en función a los valores de las curvaturas principales, y las trazas de las líneas de curvatura. Según LISLE (1992).

Perfiles desplazamiento/ longitud

Las curvas de desplazamiento que presentan las fallas componentes del afloramiento se adaptan de manera más o menos precisa a las morfologías de los perfiles expuestos en la bibliografía. Se reconocen diferencias tanto en los perfiles correspondientes a los tipos de fallas (aisladas, simples y compuestas, y no aisladas) como los que ilustran el proceso de coalescencia y formación de nuevas fracturas. De este modo se hacen patentes varios hechos:

1. Las fallas aisladas muestran perfiles simétricos.
2. El valor de desplazamiento máximo de una falla migra hacia la terminación por la cual se aproxima otra fractura, aún cuando no se ha producido el contacto entre ellas.
3. En la zona de contacto entre dos fracturas se produce una redistribución y transferencia de los desplazamientos. De este modo, las fallas mayores crecen merced al desplazamiento que las fallas de menor rango que están en contacto con ella le proporcionan.

En cuanto a los tipos de perfiles recogidos por PEACOCK (1991), su identificación es posible sólo en algunas ocasiones. Como ya se ha comentado anteriormente, la mayor parte de las curvas de desplazamiento de las fallas pequeñas (menores de 20 cm) se pueden clasificar como de tipo C o de tipo M, pero esto no siempre es posible. Algunas fallas, aún siendo de baja longitud, presentan perfiles irregulares. Además, las fracturas más extensas no pueden encuadrarse de forma estricta dentro de alguno de estos tipos, de acuerdo también con lo propuesto por CARTWRIGHT & MANSFIELD (1998), aunque sí es común que el gradiente de desplazamiento de sus terminaciones sea muy pronunciado, aproximándose por tanto a la morfología tipo M.

Todas las fallas del afloramiento se localizan en material cuarcítico, propagándose además a través del medio pizarroso que supone la capa suprayacente. Por ello, el hecho de encontrar perfiles de tipo M en todo rango de fracturas es coherente con la interpretación genética propuesta para este tipo de perfil por MURAOKA & KAMATA (1983), puesto que se define como el propio de fracturas generadas en medio competente que al crecer entran en otro de carácter incompetente.

Entre los dos grupos de fallas, no se encuentra ninguna fractura cuya distribución de desplazamientos se aproxime a la del resto de perfiles ideales (tipos D y E) expuestos en la bibliografía (PEACOCK 1991, PEACOCK & SANDERSON 1991), si bien es cierto que estos autores tan sólo caracterizan la morfología de los planos de falla, sin aportar ningún modelo de interpretación que justifique la forma de las curvas. De todos modos, son muchas las fallas que quedan sin clasificar debido a la irregularidad de sus perfiles.

Gráficos Desplazamiento vs. Longitud

En comparación con otros estudios, los bajos valores del coeficiente de correlación en los gráficos D vs. L no parecen apoyar el carácter lineal de la relación entre ambos parámetros, como discuten GROSS *et al.* (1996). Este hecho se hace más patente si se tiene en cuenta que el muestreo realizado es tridimensional y que, por tanto, la posibilidad de cometer errores en la toma de datos es menor.

Sólo si proyectamos únicamente los datos correspondientes a fallas y segmentos de límites nulos, los valores de coeficientes de correlación ascienden. Por tanto, el trabajar con fallas aisladas produce mejores resultados, ya que son fracturas que se desarrollan sin estar influenciadas por otras; por ello, la relación D/L que presentan, que se supone ideal, no resulta modificada ni alterada.

La validez de los resultados obtenidos puede apreciarse mediante la comparación con los resultados obtenidos por otros autores. Cuando se proyectan junto a un gran número de datos en el gráfico compilado por SCHLISCHE *et al.* (1996) los valores de desplazamiento y longitud correspondientes a la totalidad de las fallas de este estudio, la correlación de los mismos con respecto al resto de muestreos recopilados en este gráfico es buena, respetándose la tendencia lineal expresada por la ecuación $D=0,03L^{1,06}$ que daban estos autores, siendo la dispersión de este estudio similar a la que presentan los demás. Si además se atiende en este gráfico a la línea de pendiente 0,84, representativa de la relación D/L propia de la totalidad de las fallas que componen los dos grupos estudiados, calculada en apartados anteriores, se advierte que su inclinación es menor que la de la línea que correlaciona los valores recopilados por SCHLISCHE *et al.* (1996), de pendiente 1,06.

El bajo valor del coeficiente D/L del presente estudio también se hace patente cuando se proyecta como referencia una línea de ecuación $y=0,11x$, representativa de medios isótropos (GROSS *et al.* 1996); la mayoría de los puntos se localiza por debajo de esa línea.

Los motivos que explican el bajo valor del coeficiente D/L en este estudio pueden ser dos. En primer lugar existe un factor mecánico local, condicionado por las propiedades litológicas propias de cada roca: las cuarcitas son rocas con un elevado módulo de elasticidad (o resistencia a la fricción) que puede ser la causa de esta disminución (BÜRGMANN *et al.* 1994; WOTJAL 1994 y 1996). En segundo lugar, el pequeño valor del coeficiente D/L puede estar originado por las condiciones del muestreo. Como señalan GROSS *et al.* (1996), las definiciones de los parámetros geométricos usados en la descripción de fallas (D y L) varía de unos autores a otros, en función a las posibilidades que presenta el afloramiento tratado en cada caso. Algunos autores definen la longitud como la dimensión de la falla paralela al desplazamiento (MURAOKA & KAMATA 1983; WALSH & WATTESON 1988; GILLESPIE *et al.* 1992), mientras que para otros la longitud es la dimensión paralela a la dirección de la falla (l_h) (COWIE & SCHOLZ 1992a y b; DAWERS *et al.* 1993; CARTWRIGHT *et al.* 1995; SCHLISCHE *et al.* 1996), entendiéndose por tal la del movimiento de la fractura. Ambas consideraciones proporcionan un mismo valor para la longitud cuando el plano de falla es circular, es decir, cuando el medio en

que se desarrolla la fractura es isótropo; los valores difieren en el caso de que el medio sea anisótropo, y por tanto el plano de falla elíptico. Por ello, el método de muestreo utilizado en cada estudio va a condicionar el valor del coeficiente D/L.

En el presente estudio, las condiciones del afloramiento obligaron a realizar un muestreo en que la longitud de las fallas fue medida perpendicular al desplazamiento. Por tanto, el coeficiente D/L en este estudio se calculó a partir de este parámetro, siendo su valor menor que el de otros estudios que consideran la longitud paralela al desplazamiento en la falla.

Distribución de longitudes y desplazamientos

Del estudio de las longitudes y los desplazamientos máximos acumulados descritos por MARRETT & ALLMENDIGER (1991, 1992) se han obtenido gráficos que presentan morfologías diferentes, tanto entre el grupo A y el grupo B.

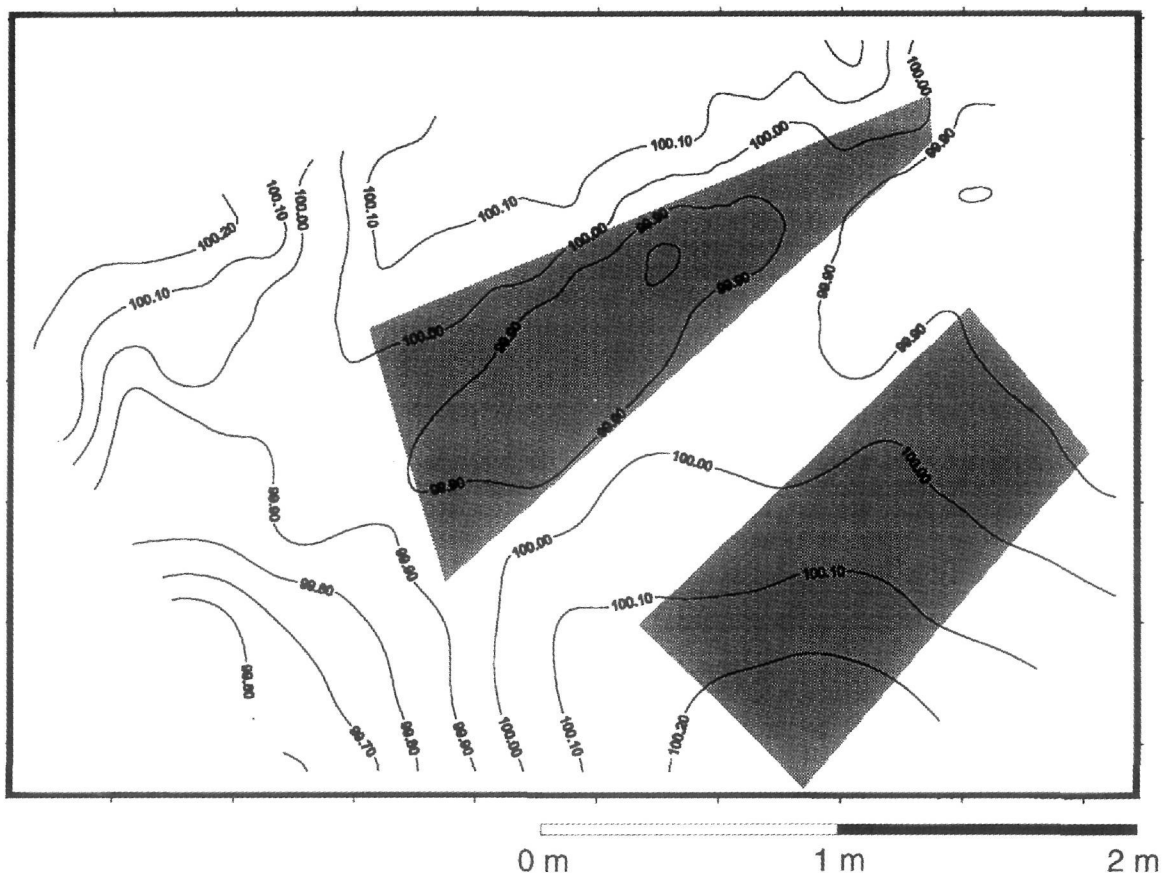


Figura.17. Mapa topográfico del techo de la capa cuarcítica que compone el afloramiento. Se indican con un sombreado en gris la situación de los grupos A, en la parte inferior, y B, en la parte superior.

Los gráficos acumulados en los que se proyectan las longitudes de las fallas de los grupos A y B tienen morfologías distintas. Mientras que en el grupo A los valores se disponen según dos curvas superpuestas, en el grupo B aparece una sola curva que consta de dos tramos rectos: el correspondiente a las fallas de mayor tamaño, más largo y mejor definido que el que representa a las fracturas más pequeñas.

Existen dos posibles interpretaciones que pueden justificar la morfología de la proyección del grupo A. En primer lugar, y de acuerdo con lo postulado por varios autores (GILLESPIE *et al.* 1993; FOSSEN & RØRNES 1996; ACKERMANN & SCHLISCHE 1997; ESCUDER 1998), la traza que caracteriza al grupo A puede deberse a la existencia de varias poblaciones de fallas dentro de este grupo. De ser esto cierto, las dos poblaciones también se identificarían en los gráficos de los desplazamientos y esto no ocurre.

En segundo lugar, la morfología de las longitudes acumuladas del grupo A podría obedecer a procesos de interacción entre las fallas que lo componen, de

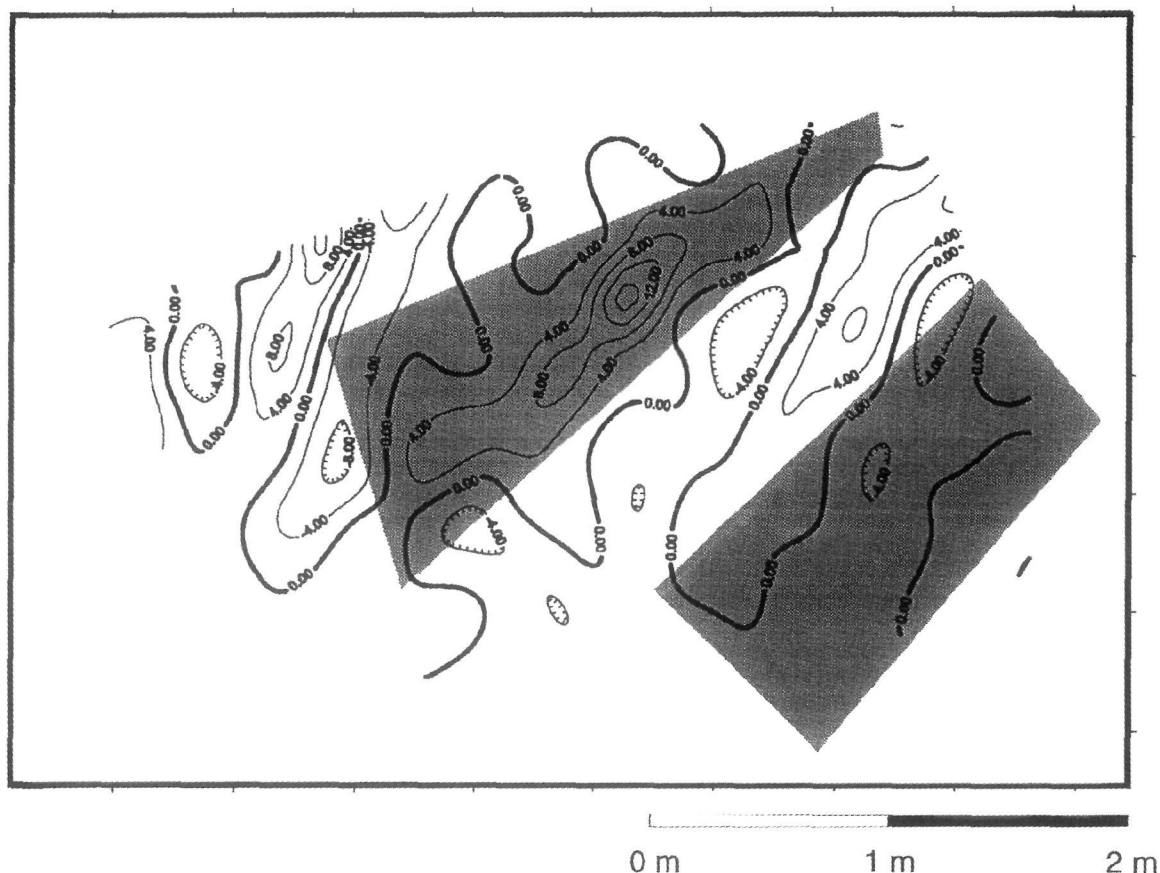


Figura. 18. Mapa de curvaturas de la capa de cuarcita que compone el afloramiento. Se indican con un sombreado en gris la situación de los grupos A, en la parte inferior, y B, en la parte superior.

acuerdo con lo propuesto por algunos autores (WOTJAL 1996; CLADOUHOS & MARRETT 1996). Se puede interpretar a partir de los distintos diagramas D/L descritos que las fallas de mayor tamaño se forman por la unión de fracturas más pequeñas. Por tanto, a partir de una población de fracturas de pequeña longitud, distribuidas al azar pero según una única dirección, es de esperar que al crecer éstas se unan a otras próximas. Se obtendría por tanto un nuevo modelo de distribución para esta población, en la que se diferenciarían dos tipos de fallas: por una parte todas aquellas fallas que no han interaccionado (de menor longitud), y por la otra las fallas de mayor tamaño, formadas por la unión de las fracturas previas (Figura 19). Cada uno de estos grupos, fácilmente identificables gracias a las diferencias de longitud, se comportaría de modo aislado y seguiría manteniendo la distribución propia de una población independiente.

Esta propuesta concuerda con la idea de CLADOUHOS & MARRETT (1996), quien afirma, a partir de estudios teóricos, que la pendiente de la línea de longitudes acumuladas cambia a medida que las fallas crecen e interaccionan entre si. De este modo, a la primera etapa en la evolución de una población, caracterizada por la presencia de pequeñas fracturas distribuidas al azar pero según una única dirección (Figura 19), corresponde una pendiente alta, que decrece a medida que las fallas se van uniendo (Figura 19). Por ello, en una población en que se localizan fallas pequeñas y otras fracturas mayores, es lógico detectar en la línea acumulada cambios de pendiente. Esto se cumple en este estudio para el grupo A, aunque las pendientes presentan valores inversos a los propuestos por CLADOUHOS & MARRETT (1996): mayores inclinaciones las fallas de más longitud y menores las fallas pequeñas.

En cuanto a la distribución de las longitudes acumuladas del grupo B, su morfología es coherente con un modelo de distribución fractal. Teniendo en cuenta las características del muestreo llevado a cabo, el único problema viene asociado a las fallas de menor tamaño. El poder de resolución permite censar de forma correcta las fallas de mayor longitud, pero existen fracturas que debido a su pequeña longitud no pudieron ser registradas. Por tanto, es de esperar que, para estas condiciones de muestreo, la curva para distribuciones fractales no conste de tres tramos rectos, si no que presente tan sólo dos, como es el caso. Por tanto, en los gráficos acumulados del grupo B, el tramo correspondiente a las fallas de menor tamaño no se considera representativo, mientras que el otro tramo describe las características de este grupo.

Atendiendo al valor del parámetro c (pendiente del tramo de la curva acumulada representativo en cada caso del comportamiento de cada grupo de fallas), en los gráficos en que se proyectan las longitudes los valores son similares: 2 para el grupo A y 1,72 para el grupo B. Esto concuerda con lo propuesto por YIELDING *et al.* (1996), quienes obtienen un valor de c que oscila entre 1,1 y 2.

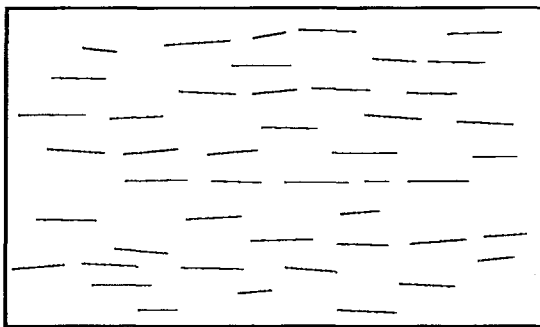
Por otro lado, los gráficos acumulados en que se proyectan los desplazamientos máximos de los grupos A y B también muestran diferencias importantes. En el grupo A las líneas presentan un trazo continuo en el que apenas se localizan cambios de pendiente. En el grupo B la línea acumulada está formada por dos

curvas superpuestas, que se localizan fácilmente tanto en los gráficos de fallas como en los de segmentos.

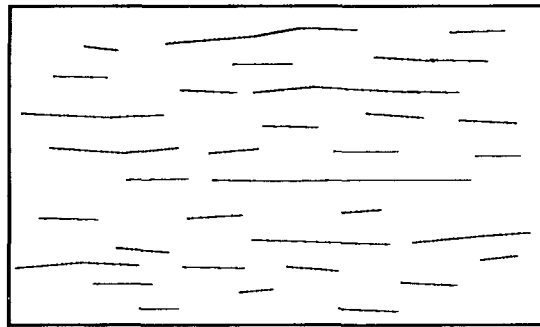
En los gráficos del grupo A se considera el tramo correspondiente a los desplazamientos mayores como representativo de la distribución que caracteriza al grupo de fallas. Tan sólo en el gráfico de los desplazamientos de las fallas de límites no nulos puede existir algún problema a la hora de definir este tramo, puesto que existen dos tramos rectos, que representan a las fallas de tamaño medio y a las mayores. En este caso se toma como representativo el tramo central, puesto que es posible que el muestreo de las fallas de mayor tamaño no se haya realizado de forma completa, puesto que no aparecen toda su traza en el afloramiento.

En cuanto a los gráficos en que se proyectan los desplazamientos máximos del grupo B, existen dos modelos interpretativos que pueden explicar su morfología. En primer lugar, cada una de las dos curvas superpuestas podría corresponder a una población que se comportaría de modo independiente. De ser esto cierto, y siguiendo el mismo razonamiento que se usó con las longitudes, los gráficos que representan las longitudes de este grupo también reflejarían la existencia de estas dos poblaciones, cosa que no ocurre. Se propone por tanto en este estudio otra interpretación, relacionada con procesos de interacción de fallas y asociado a la distribución espacial de las mismas. Tal y como consta en la descripción del afloramiento, en el grupo B las fallas se disponen según dos orientaciones; este

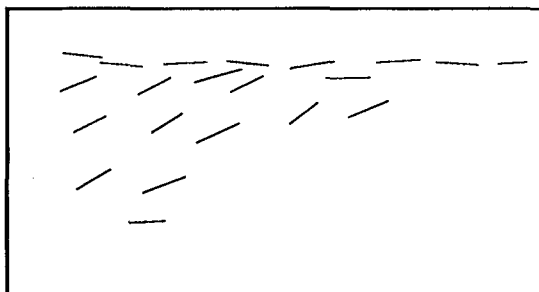
a. Distribución inicial de las fallas



b. Distribución de las fallas tras los procesos de interacción



a. Distribución inicial de las fallas



b. Distribución de las fallas tras los procesos de interacción

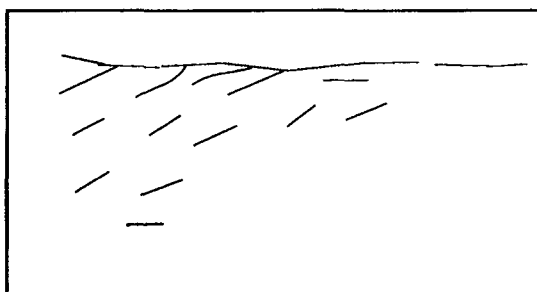


Figura 19. Esquemas de la evolución seguida por las fallas componentes de los grupos A y B.

hecho condiciona el modelo de desarrollo y crecimiento de las mismas, distinto del que presenta el grupo A. Como se aprecia esquemáticamente en la figura 19, el primer paso en la evolución del grupo B corresponde a la presencia de fallas pequeñas dispuestas según dos direcciones. Cuando crecen, como consecuencia de su orientación, se producen uniones entre ellas de forma no uniforme. Así, a algunas fallas se unen gran cantidad de fracturas más pequeñas que les “ceden” o transfieren su desplazamiento; de esta manera estas fracturas pequeñas no aumentan su desplazamiento. Se acentúan por tanto las diferencias entre unas fallas de pequeño tamaño y escaso desplazamiento, y otras de desplazamiento mucho mayor, que crecen merced a las primeras. Estos dos tipos de fallas, claramente delimitados por los rangos de desplazamiento que registran, serían los responsables de la existencia de las dos curvas superpuestas que aparecen en los gráficos acumulados.

Los valores obtenidos para el parámetro c en estos gráficos son similares en todos los casos, y se sitúan en torno a 1. Se encuentran por tanto dentro o próximos a los rangos de valores propuestos por distintos autores: 0,73 a 2,05 (FOSSEN & RØRNES 1996), 1,2 a 1,5 según YIELDING *et al.* 1996 y 0,7 a 0,9 para WALSH *et al.* (1991).

Análisis de curvaturas

De acuerdo con lo expuesto en la bibliografía (LISLE 1992, 1994; LISLE & ROBINSON 1995), a partir del mapa de curvaturas realizado puede afirmarse que las curvaturas correspondientes a las zonas de los grupos A y B son distintas.

Atendiendo a la topografía del afloramiento que se muestra en la figura 17, se advierte que la superficie del mismo presenta un plegamiento muy suave. El análisis de curvaturas permite caracterizar de una forma más precisa la morfología de la superficie estudiada, pudiendo de este modo establecer las relaciones existentes entre la misma y la situación de los dos grupos de fallas y la distribución que presentan. De este modo y tal como se aprecia en el mapa, las diferencias de curvatura que hay entre el grupo A y el grupo B son evidentes: mientras en el grupo A los valores son muy próximos a cero, alcanzando en ocasiones valores de 4 y -4, en la superficie que cubre el grupo B los valores de curvatura son mucho mayores, superando incluso valores de 16. Este hecho indica que en la superficie donde se sitúa el grupo A no está plegada o bien está isométricamente plegada, mientras que en la superficie en que se localiza el grupo B la geometría sugiere la presencia de una forma cómica o una cubeta.

De acuerdo con lo propuesto por diferentes autores (LISLE 1992, 1994; LISLE & ROBINSON 1995), es posible establecer una relación entre el tipo de fracturación que se observa en cada grupo y la geometría de la superficie. Así, son muchos los trabajos dedicados a este tema que asignan a las superficies densamente fracturadas unos valores altos (o bajos) de curvatura, consideración especialmente importante en el campo de la explotación petrolífera (STEWART & PODOLSKI 1998; MURRAY 1968; ANTONELLINI & AYDIN 1995). Tras el análisis del afloramiento, puede

afirmarse que en este caso esa idea no es del todo correcta, ya que las diferencias de curvatura entre A y B no parecen estar asociadas a la densidad de fracturación en cada grupo, si no que parecen responder a diferencias en la orientación de las fallas y morfología de las mismas en uno y otro grupo.

CONCLUSIONES

Del estudio realizado puede concluirse que los dos núcleos de fallas que componen el afloramiento analizado presentan importantes diferencias relativas a la geometría de cada grupo y a las dimensiones (longitud y desplazamiento) de las fallas que los componen.

El grupo A está formado por fallas que se distribuyen homogéneamente según una dirección. El grupo B, por el contrario, se caracteriza por una distribución más heterogénea de las fallas, dispuestas según dos direcciones, destacando la presencia de fracturas de gran tamaño que marcan la evolución del conjunto.

Para ambos grupos de fallas se cumple que la relación existente entre el máximo desplazamiento y la longitud de las fallas es lineal, tal y como se contempla en la bibliografía. El reducido valor de este cociente se interpreta como debido a la técnica de muestreo utilizada, así como a las propiedades mecánicas de la roca en que se encuentran las fracturas.

Las diferencias entre los grupos A y B se reflejan en la distribución de las longitudes y los desplazamientos. La distribución de las longitudes en el grupo A informan sobre la presencia de dos poblaciones de fallas, mientras que la distribución de desplazamientos tan sólo refleja una población en el mismo grupo. Por el contrario, el grupo B está formado por dos poblaciones de fallas de acuerdo con los desplazamientos, aunque según la distribución de longitudes tan sólo existe una población. Los valores del cociente c , que informa sobre el comportamiento de cada grupo de fallas, concuerdan con los propuestos en la literatura.

Las diferencias de comportamiento que existen entre los dos grupos de fallas, así como las variaciones en la distribución de las longitudes y desplazamientos en cada uno de ellos, pueden explicarse sin recurrir a la existencia de dos familias dentro de los grupos. El grupo A evoluciona a partir de la coalescencia de fallas con la misma orientación, mientras que la evolución del grupo B está marcada por la transferencia de desplazamientos de unas dispuestas según una orientación, a otras de mayor tamaño oblicuas a las primeras.

El análisis de curvatura hace patente que los dos grupos de fallas se sitúan en superficies de distinta morfología, ya que los valores de curvatura son distintos para uno y otro. La afirmación de que valores altos de curvatura corresponden a superficies densamente falladas, no es evidente en este afloramiento. De este modo se interpreta que son las diferencias de curvatura las que condicionan que uno y otro grupo se comporten de manera distinta; es decir, el grupo A como una falla aislada y el B como una superposición de varias fracturas de geometría

indeterminada, tal y como señala la distribución de desplazamientos a lo largo de cada grupo.

En cuanto a las conclusiones de tipo metodológico, hay que destacar el hecho de que el detalle con que se ha realizado el estudio de este afloramiento permite comprobar la validez de métodos utilizados a otras escalas y con distintas técnicas de muestreo. De este modo se ha puesto de manifiesto la cautela necesaria en la aplicación del método de MARRETT & ALLMENDIGER, puesto que puede llevar a errores a la hora de discriminar las distintas poblaciones de fallas presentes en cualquier muestreo.

Agradecimientos

Este artículo es un resumen de la memoria presentada por la autora para obtener el Grado de Salamanca, que fue defendido en esa universidad en Febrero de 1999. Este trabajo ha sido financiado con el proyecto PB96-1452-C03-02 “**Transferencias de masas en la corteza terrestre. Influencia de los factores tectónicos**”.

BIBLIOGRAFÍA

- ACKERMANN, R. & SCHLISCHE, R. (1997): Anticlustering of normal faults around larger faults. *Geology*, **25** (12): 1127-1130.
- ALONSO, J.L., ALLER, J., BASTIDA, F., MARCOS, A., MARQUÍNEZ, J., PÉREZ-ESTAÚN, A. & PULGAR, J.A. (1991): *Mapa Geológico E 1:200.000 y memoria nº2 (Avilés)*. Inst. Geol. Minero de España (I.G.M.E.)
- ALONSO, J.L., ÁLVAREZ MARRÓN, J. & PULGAR, J.A. (1989): Mapa Geológico de la Parte sudoccidental de la Zona Cantábrica. *Trab. Geol. Univ. Oviedo* **18**: 127-135.
- ALONSO, J.L., PULGAR, J.A., GARCÍA-RAMOS, J.C. & BARBA, P. (1994): Tertiary basins and Alpine tectonics in the Cantabrian Mountains (NW Spain). In: *Tertiary basins of Spain* (P.J. FRIEND & C.J. DABRIO Eds.), Cambridge Univ. Press. pp. 214-227
- ANDERSON, E. M. (1951): *The dynamics of faulting and dyke formation with application to Britain*. Oliver and Boyd Eds., Londres, 206 pp.
- ANTONELLINI, M. & AYDIN, A. (1995): Effect of faulting on fluid flow in porous sandstones: geometry and spatial distribution. *AAPG Bulletin*, **79**: 642-671.
- ARAMBURU, C. & GARCÍA RAMOS, J.C. (1988): Presencia de la discontinuidad sárdica en al Zona Cantábrica. *Geogaceta*, **5**: 11-13.
- BALDWIN, C.T. (1977): The stratigraphy and facies associations of trace fossils in some Cambrian and Ordovician rocks of north western Spain. En: *Trace Fossils 2* (T.P. Crimes & J.C. Harper Edit.). *Geol. Journ. Spec. Issue*, **9**: 9-40.
- BASTIDA, F. & CASTRO, S. (1987): Estructura del sector septentrional de la Escama de Tameza (Zona Cantábrica, NW de España). *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, **17**: 67-85.

Geometría, distribución de desplazamientos y análisis de curvatura en poblaciones de fallas: Ejemplos de fallas a pequeña escala en la Fm. Barrios (sinclinal de Villazón-Reigada, Asturias).

- BASTIDA, F. & GUTIERREZ ALONSO, G. (1989):. Síntesis cartográfica de las unidades occidentales de la Zona Cantábrica. *Trab. Geo. Univ. Oviedo*, **18**: 117-125.
- BASTIDA, F., MARCOS, A., PÉREZ ESTAÚN, A. PULGAR, J.A., GALÁN, J. & VARGAS, I. (1980):. *Mapa Geológico de España, 1:50000, 2ª serie. Hoja nº75 (Naviego)*. I.G.M.E.. Madrid.
- BASTIDA, F., MARCOS, A., PÉREZ-ESTAÚN, A. & PULGAR, J.A. (1984):. Geometría y evolución estructural del Manto de Somiedo (Zona Cantábrica, NO de España). *Bol. Geol. y Minero*, **95 (6)**: 517-539.
- BÜRGMANN, R., POLLARD, D.D. & MARTEL, S.J. (1994):. Slip distributions on faults: effects of stress gradients, inelastic deformation, heterogeneous host-rock stiffness, and fault interaction. *J. Structural Geol.*, **16**: 1675-1690.
- CARTWRIGHT, J.A. & MANSFIELD, C.S. (1998):. Lateral variations and lateral tip geometry of normal faults in the Canyonlands National Park, Utah. *J. Structural Geol.*, **20 (1)**: 3-19.
- CARTWRIGHT, J.A., TRUDGILL, B. D. & MANSFIELD, C.S. (1995):. Fault growth by segment linkage: an explanation for scatter in maximum displacement and trace length data from the Canyonlands Grabens of SE Utah. *J. Structural Geol.*, **17**: 1319-1326.
- CLADOUHOS, T. & MARRETT, R. (1996): Are fault growth and linkage models consistent with power-law distributions of fault lengths? *J. Structural Geol.*, **18**: 281-293.
- CLARK, R.M. & COX, S.D.J. (1996): A modern regression approach to determining fault displacement-length scaling relationships. *J. Structural Geol.*, **18**: 147-152.
- COMPTE, P. (1937):. La serie cambrienne et silurienne du Leon, Espagne. *C. R. Ac. Sc. Paris* **204**: 604-606.
- COWIE, P. A. & SCHOLZ, C. H. (1992a):. Physical explanation for the displacement-length relationship fault using a post-yield fracture mechanics model. *J. Structural Geol.*, **14**: 1133-1148.
- COWIE, P. A. & SCHOLZ, C. H. (1992b): Displacement-length scaling relationship for faults: data synthesis and discussion. *J. Structural Geol.*, **14**: 1149-1156.
- COWIE, P.A. & SCHOLZ, C. H. (1992c): Growth of faults by accumulation of seismic slip. *J. Geophys. Res.*, **97 (9)**: 11085-11095.
- CRESPO ZAMORANO, A. (1982):. *Mapa y memoria explicativa de la Hoja nº76 (Pola de Somiedo) del Mapa Geológico Nacional escala 1:50000*. Segunda Serie MAGNA. I.G.M.E., Madrid, 51 p.
- CRIDER, J.G. & POLLARD, D.D. (1998):. Fault linkage: Three-dimensional mechanical interaction between echelon normal faults. *J. Geophys. Res.*, **10**: 24373-24391.
- DAWERS, N. H., ANDERS, M.H. & SCHOLZ, C. H. (1993):. Fault length and displacement: scaling laws. *Geology*, **21**: 1107-1110.
- DOBLAS, M. (1998):. Slickenside kinematic indicators. *Tectonophysics*, **295**: 187-197.

- ELLIOT, D. (1976):. Energy balance and deformation mechanisms of thrustsheets. *R. Soc. of London Phil: trans*, **Ser. A. 283**: 289-312.
- ESCUDER VIRUETE, J. (1998):. *Fracture population description in the Albala granitic pluton, SW Iberian Massif, Spain*. Proc. 4th Conference Int Assoc for Mathematical Geology (IAMG): 578-583.
- FARIAS, P., GALLASTEGUI, G., GONZÁLEZ LODEIRO, F., MARQUÍNEZ, J., MARTÍN-PARRA, L.M., MARTÍNEZ CATALÁN, J.R., PABLO-MACIÁ, J.G. DE & RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L.R. (1987):. Aportaciones al conocimiento de la litoestratigrafía y estructura de Galicia Central. *Mem. Fac. Cienc., Univ. do Porto*, **1**: 411-431.
- FOSSEN, A. & RØRNES, A. (1996): Properties of fault populations in the Gullfaks field, Northern North Sea. *J. Structural Geol.*, **18**: 179-190.
- GAUTHIER, B. D. M. & LAKE, S. D. (1993):. Probabilistic modelling of faults below the limit of seismic resolution in Pelican Field, North Sea, offshore United Kingdom. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, **77**: 761-777.
- GILLESPIE, P.A., HOWARD, C.B., WALSH, J.J. & WATTERSON, J. (1993): Measurement and characterisation of spacial distributions of fractures. *Tectonophysics*, **226**: 113-141.
- GILLESPIE, P.A., WALSH, J.J. & WATTERSON, J. (1992):. Limitations of dimension and displacement data from single faults and the consequences for data analysis and interpretation. *J. Structural Geol.*, **14**: 1157-1172.
- GROSS, M., BAHAT, D. & BECKER, A. (1997): Relations between jointing and faulting based on fracture spacing ratios and fault slip profiles: a new method to estimate strain in layered rocks. *Geology*, **25**: 887-840.
- GROSS, M., GUTIERREZ, G., BAI, T., WACKER, M.A. & COLLINSWORTH, K.B. (1997): Influences of mechanical stratigraphy and kinematics on fault scaling relations. *J. Structural Geol.*, **19**: 171-183.
- GUTIÉRREZ-ALONSO, G. (1987):. *La estructura de la parte Norte de la Ventana Tectónica del Narcea*. Seminario de Investigación. Inédito, Univ. de Oviedo. 42 pp.
- GUTIÉRREZ-ALONSO, G. (1992):. *El Antiforme del Narcea y su relación con los mantos occidentales de la Zona Cantábrica*. Tesis Doctoral, Univ. Oviedo. 317 pp.
- HEREDIA, N. (1984):. La estructura de la escama de Villar de Vildas (Manto de Somiedo, Zona Cantábrica). *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, **14**: 65-78.
- JACKSON, J., NORRIS, R. & YOUNGSON, J. (1996):. The structural evolution of active fault and fold systems in Central Otago, New Zealand: evidence revealed by drainage patterns. *J. Structural Geol.*, **18**: 217-234.
- JULIVERT, M. & PELLO, J. (1967):. Las dos etapas principales de deformación herciniana en la Cordillera Cantábrica y el trazado de sus estructuras. *Acta Geol. Hispánica*, **4**: 77-81.
- JULIVERT, M., MARCOS, A. & PULGAR, J.A. (1977a):. *Mapa Geológico de España a escala 1:50000, 2ª serie, Hoja 27 (Tineo)*. I.G.M.E., Madrid.

- JULIVERT, M., MARCOS, A. & PULGAR, J.A. (1977b):. *Mapa Geológico de España a escala 1:50000, 2ª serie, Hoja 51 (Belmonte de Miranda)*. I.G.M.E., Madrid.
- JULIVERT, M., PELLO, J. & FERNÁNDEZ GARCÍA, L. (1968):. La estructura del Manto de Somiedo (Cordillera Cantábrica). *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, **2**: 1-44.
- KRANTZ, R. W. (1988):. Multiple fault sets and three-dimensional strain. *J. Structural Geol.*, **10**: 225-237.
- LISLE, R. J. (1992):. Constant bed-length folding: three dimensional geometrical implications. *J. Structural Geol.*, **14**: 245-252.
- LISLE, R. J. (1994):. Detection of zones of abnormal strains in structures using Gaussian curvature analysis. *AAPG Bulletin*, **78**: 1811-1819.
- LISLE, R. J. & ROBINSON, J. M. (1995):. The Mohr circle for curvature and its application to fold description. *J. Structural Geol.*, **17**: 739-750.
- LOTZE, F. (1945):. Zur gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. *Geotekt. Forsch.*, **6**, 78-92. Trad. por J.M. Ríos: Observaciones respecto a la división de los variscides de la meseta Ibérica. *Publ. Extr. Geol. España*, **5**: 149-166.
- MANSFIELD, C.S. & CARTWRIGHT, J.A. (1996): High resolution fault displacement mapping from three-dimensional seismic data: evidence for dip linkage during growth. *J. Structural Geol.*, **18**: 249-263.
- MARCOS, A. (1973):. Las series del Paleozoico inferior y la estructura herciniana del occidente de Asturias (NW de España). *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, **6**: 3-113.
- MARCOS, A. & PULGAR, J.A. (1980):. *Mapa Geológico de España a escala 1:50000, Hoja 26 (Boal)*. I.G.M.E., Madrid.
- MARCOS, A., MARTÍNEZ, F.J., JULIVERT, M. & PULGAR, J.A. (1980):. *Mapa Geológico de España, 1:50000, 2ª serie. Hoja nº50 (Cangas del Narcea)*. I.G.M.E., Madrid.
- MARRETT, R. & ALLMENDIGER, R. (1991): Estimates of strain due to brittle faulting: sampling of fault populations. *J. Structural Geol.*, **13**: 735-738
- MARRETT, R. & ALLMENDIGER, R. (1992): Amount of extension on "small" faults: an example of from the Viking Graven. *Geology*, **20**: 47-50.
- MARRETT, R. & ALLMENDIGER, R.W. (1990):. Kinematic analysis of fault-slip data. *J. Structural Geol.*, **12**: 973-986.
- MARTÍNEZ ÁLVAREZ, J.A., GUTIÉRREZ CLAVEROL, M. & TORRES ALONSO, M. (1975):. *Mapa Geológico de España, 1:50000, 2ª serie. Hoja nº28 (Grado)*. I.G.M.E., Madrid.
- MC GRATH, A. (1992):. *Fault propagation and growth; a study of the Triassic and Jurassic from Watchet and Kilve, North Somerset*. (Master's thesis). London, Royal Holloway, University of London, 165pp.
- MC MILLAN, R., A. (1975):. *The orientation and sense of displacement of strike-slip faults in continental crust*. (Bachelor's thesis). Ottawa, Ontario, Carleton University.

- MURAOKA, H. & KAMATA, H. (1983): Displacement distribution along minor fault traces. *J. Structural Geol.*, **15**: 5, 483-495.
- MURRAY, G. H. (1968):. Quantitative fracture study - Sanish Pool, McKenzie County, North Dakota. *AAPG Bulletin*, **52**: 57-65.
- NAVARRO, D. (1982):. Mapa Geológico de España, 1:50000, 2ª serie. Hoja nº101 (Villablino). I.G.M.E., Madrid.
- NEEDHAM, T. & YIELDING, G. (1996): Fault population description and prediction using examples from the offshore U.K. *J. Structural Geol.*, **18**: 155-167.
- NICOL, A., WALSH, J.J., WATTERSON, J. & CHILDS, C. (1996): The shapes, major axis orientations and displacement patterns of fault surfaces. *J. Structural Geol.*, **18**: 235-249.
- NICOL, A., WALSH, J.J., WATTERSON, J. & GILLESPIE, P.A. (1996): Fault size distributions. Are they really power-law? *J. Structural Geol.*, **18**: 191-199.
- OPHEIM, J. A. & GUDMUNDSSON, A. (1989):. Formation and geometry of fractures, and related volcanism, of the Krafla fissure swarm, northeast Iceland. *Geol. Soc. America Bull.*, **101**: 1608-1622.
- PEACOCK, D. C. P. (1991): Displacements and segment linkage in strike-slip fault zones. *J. Structural Geol.*, **13**: 1025-1035.
- PEACOCK, D. C. P. & SANDERSON, D. J. (1991): Displacements, segment linkage and relay ramps in normal fault zones. *J. Structural Geol.*, **13**: 721-733.
- PEACOCK, D. C. P. & SANDERSON, D. J. (1994): Geometry and development of relay ramps in normal fault systems. *AAPG Bull.*, **78**: 147-165.
- PEACOCK, D.C.P. & SANDERSON, D.J. (1996):. Effects of propagation rate on displacement variations along faults. *J. Structural Geol.*, **18**: 311-321.
- PELLO, J. (1976):. *Mapa Geológico de España, 1:50000, 2ª serie. Hoja nº52 (Proaza)*. I.G.M.E., Madrid.
- PÉREZ-ESTAÚN, A. & BASTIDA, F. (1990):. Cantabrian Zone Structure. En: Pre-Mesozoic Geology of Iberia. R.D. DALLMEYER & E. MARTÍNEZ-GARCÍA (Eds.). Springer-Verlag, 55-68.
- PÉREZ-ESTAÚN, A., BASTIDA, F., ALONSO, J. L., MARQUÍNEZ, J., ALLER, J., ÁLVAREZ MARRÓN, J., MARCOS, A. & PULGAR, J. A. (1988):. A thin-skinned tectonic model for an arcuate fold and thrust belt: Cantabrian Zone. *Tectonics*, **7**: 517-537.
- POLLARD, D.D. & SEGALL, P. (1987):. *Theoretical displacements and stresses near fracture in rock: With applications to faults, joints, veins, dykes, and solution surfaces*. En "Fracture Mechanics of Rock". Ed. B.K. Atkinson, 277-349.
- SCHLISCHE, R., YOUNG, S., ACKERMANN, R.V. & GUPTA, A. (1996): Geometry and scaling relations of a population of very small rift-related normal faults. *Geology*, **26**: 683-686.
- SCHOLZ, C. H. & COWIE, P. A. (1990):. Determination of total strain from faulting using slip measurements. *Nature*, **346**: 837-839.

- SCHOLZ, C. H., DAWERS, N. H., YU, J. Z. & ANDERS, M. H. (1993):. Fault growth and fault scaling laws: preliminary results. *J. Geophys. Res.*, **98**: 21951-21961.
- STEWART, S. A. & PODOLSKI, R. (1998):. *Curvature analysis of gridded geological surfaces*. En: "Structural Geology in Reservoir Characterization", COWARD, M. P., DALBATAN, T. S. & JOHNSON, H. eds. *Geol. Soc., London, Spec. Publ.*, **127**: 133-147.
- SUÁREZ, O., HEREDIA, N., LÓPEZ, F., TOYOS, J.M., RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L.R. & GUTIÉRREZ, G. (1990):. Mapa Geológico de España, 1:50000, 2ª serie. Hoja nº102 (Barrios de Luna). I.G.M.E., Madrid.
- VILLEMEN, T., ANGELIERT, J. & SUNWOO, C. (1995):. *Fractal distribution of fault length and offsets: Implications of brittle deformation evaluation, Lorraine Coal Basin*. En: BARTON, C.C. & LA POINTE, P. R. eds., *Fractals in the earth sciences*. Nueva York, Plenum Press, 205-226.
- WALSH, J. J., WATTERSON, J. & YIELDING, G. (1991):. The importance of small-scale faulting in regional extension. *Letters to Nature*, **351**: 391-393.
- WALSH, J. J., WATTERSON, J., HEATH, A., GILLESPIE, P. A. & CHILDS, C. (1998):. Assessment of the effects of subseismic faults on bulk permeabilities of reservoir sequences. *Structural Geology in Reservoir Characterization, Geol. Soc., Spec. Publ.*, **127**: 99-114.
- WATTERSON, J., WALSH, J.J., GILLESPIE, P.A. & EASTON, S. (1996): Scaling systematics of fault sizes on a large scale range fault map. *J. Structural Geol.*, **18**: 199-214.
- WILLEMSE, E.J.M. (1997):. Segmented normal faults: Correspondence between three-dimensional mechanical models and field data. *J. Geophys. Res.*, **102**: 675-692.
- WILLEMSE, E.J.M., POLLARD, D.D. & AYDIN, A. (1996): Three dimensional analysis of slip distributions on normal fault arrays with consequences for fault scaling. *J. Structural Geol.*, **18**: 295-311.
- WOTJAL, S. F. (1994):. Fault scaling laws and the temporal evolution of fault systems. *J. Structural Geol.*, **16**: 603-612.
- WOTJAL, S.F. (1996):. Changes in fault displacement populations correlated to linkage between faults. *J. Structural Geol.*, **18**: 265-281.
- YIELDING, G., NEEDHAM, T. & JONES, H. (1996): Sampling of fault populations using sub-surface data: a review. *J. Structural Geol.*, **18**: 135-146.
