

El sistema de diaclasas N-S en el sector central de la Cuenca del Ebro. Relación con el campo de esfuerzos neógeno

L. E. ARLEGUI CRESPO¹ y J. L. SIMON GOMEZ¹

¹Area de Geodinámica, Departamento de Geología.
Universidad de Zaragoza. 50009 ZARAGOZA.

Resumen: El Terciario del sector central de la Cuenca del Ebro muestra un patrón homogéneo de diaclasas integrado básicamente por dos sistemas. El primero lo forman una familia dominante de dirección N-S (variando en ocasiones a NNW o NNE) y otra secundaria asociada a ella en dirección perpendicular (*cross-joints*). El segundo está formado por una familia NW-SE y, también frecuentemente, por sus correspondientes *cross-joints*. La familia N-S, compuesta por diaclasas tensionales puras y por diaclasas híbridas de cizalla y tensión, refleja directamente un campo de esfuerzos primario con trayectorias regionales de σ_3 orientadas E-W. Este campo evoluciona desde una situación inicial con σ_1 horizontal en dirección N-S a otra con σ_1 vertical, a través de un intercambio de los ejes σ_1 y σ_2 . La familia perpendicular E-W sería el resultado de intercambios locales de los ejes σ_2 y σ_3 cuando ambos tienen una magnitud similar, propiciados por la presencia de la familia N-S.

Palabras clave: diaclasa, campo de esfuerzos, neotectónica, Cuenca del Ebro, Monegros.

Abstract: The Tertiary deposits within the central Ebro Basin show a homogeneous and penetrative joint pattern made up of two joint systems. The first one is composed of a main set oriented N-S (sometimes NNW or NNE) and a secondary set orthogonal to it (*cross-joints*). The second joint system is composed of a NW-SE set frequently associated to a NE-SW one. The dominant N-S set (pure tensile joints and hybrid shear joints) directly reflects a primary stress field with regional σ_3 trajectories oriented E-W. This primary stress field evolved from an initial stage showing horizontal σ_1 trending N-S towards another stage with σ_1 vertical, throughout switching of the σ_1 and σ_2 axes. The orthogonal E-W striking joints was formed as a result of the switching of the σ_2 and σ_3 axes, induced by the presence of the N-S set, when both stresses became similar in magnitude.

Key words: Joint, stress field, neotectonics, Ebro Basin, Monegros.

Arlegui Crespo, L. E., y Simón Gómez, J. L. (1993): El sistema de diaclasas N-S en el sector central de la Cuenca del Ebro. Relación con el campo de esfuerzos neógeno. *Rev. Soc. Geol. España*, 6: 115-122

Las diaclasas que muestran patrones de orientación sistemáticos a escala regional tienden a interpretarse como producto de campos de esfuerzos tectónicos. Engelder y Geiser (1980) parecen ser los primeros que revelan esta utilidad de las diaclasas, aplicándolas al estudio de campos de esfuerzos en el Appalachian Plateau. Holts y Foote (1981) describen diaclasas en materiales devónicos de la Cuenca de Michigan y constatan que su dirección es paralela a la del esfuerzo máximo horizontal del campo actual. Engelder (1982, 1985) describe la evolución del campo de esfuerzos en el Appalachian Plateau (New York) y en el Valley and Ridge Province (Pennsylvania) a partir de estudios sobre diaclasas. Bevan y Hancock (1986) posiblemente fueron los primeros en aplicar este método a una zona de Europa, al hacerlo en los materiales del Cretácico superior y Terciario inferior del sur de Inglaterra y norte de Francia. Hancock (1985), en un trabajo de índole teórica, propugna este uso de las diaclasas en aquellas zonas que no presentan otras estructuras de las cuales poder inferir el paleocampo de es-

fuerzos. A partir de aquí se suceden los estudios con este fin (Stauffer y Gendzwill, 1987; Liotta, 1990; Bergerat *et al.*, 1991), incluso para caracterizar el campo de esfuerzos actual en zonas donde éste no se ha determinado con los métodos empíricos habituales (Hancock *et al.*, 1984; Hancock y Engelder, 1989).

En España las diaclasas han comenzado a ser estudiadas regionalmente en la Cordillera Ibérica y Cuenca del Ebro (Simón Gómez, 1989; Hancock y Engelder, 1989; Hancock, 1991; Arlegui y Hancock, 1991; Arlegui, 1992 a y b). Asimismo, se han realizado estudios en la región bética (Galindo y González, 1990). Las primeras son regiones privilegiadas para este tipo de estudio, por presentar deformaciones distensivas moderadas (a excepción del sistema de fosas de Calatayud-Teruel) y por contener abundantes depósitos neógenos y cuaternarios. En la Cuenca del Ebro se ha emprendido una investigación regional sistemática, aún en curso, de la que este trabajo presenta los primeros resultados.

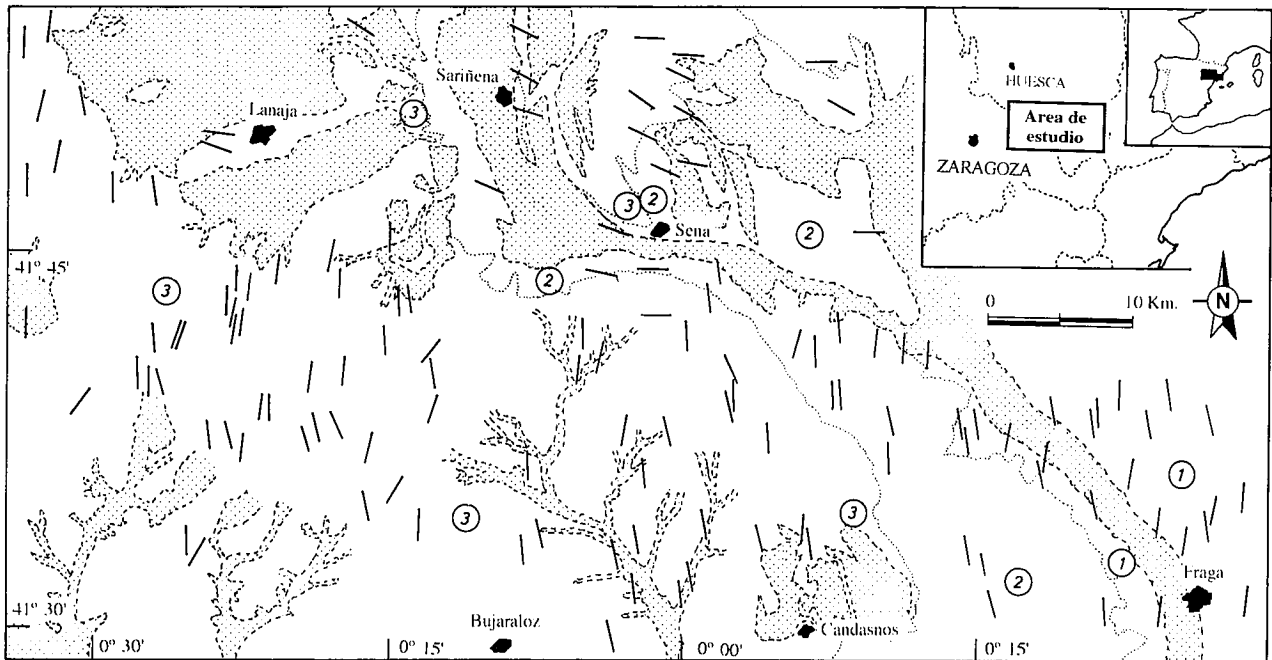


Fig. 1.- a) Situación del área estudiada. b) Dirección media de la familia de diaclasas primaria en cada estación. Las zonas tramadas corresponden a depósitos cuaternarios. 1: Arveniense. 2: Ageniense. 3: Aragoniense. (Límites aproximados, según ITGE, 1991-1992).

Situación geológica, metodología y objetivos

La Cuenca del Ebro es una depresión rellena de materiales terciarios que, en su sector central, corresponden fundamentalmente al Mioceno inferior. Tales materiales se encuentran poco deformados. Tan sólo se observan algunos pliegues laxos o de pequeña escala y escasas fallas normales con desplazamiento variable, todos ellos con tendencia a orientarse según la directriz estructural de la cuenca, esto es, ESE a SE. En conjunto, la disposición estructural es tabular, si bien en ciertas zonas como la Sierra de Alcubierre aparecen débiles basculamientos de alcance regional que raramente superan los 2 ó 3°.

Sí existe, en cambio, una estructura de menor escala que puede considerarse *penetrativa* a escala regional. Se trata del intenso diaclasado que afecta a las capas competentes terciarias (calizas y areniscas) en toda el área, y que, a pesar de su vistosidad y de su indudable importancia desde el punto de vista tectónico, no había merecido la atención de los investigadores hasta estos últimos años.

Con el fin de obtener resultados significativos desde el punto de vista regional, se ha realizado una campaña de toma de datos de campo en aproximadamente 200 estaciones repartidas por la comarca de los Monegros (provincias de Huesca y Zaragoza), en el centro de la Cuenca del Ebro, y en materiales de edades comprendidas entre el Arveniense –tránsito Oligoceno-Mioceno– y el Vallesiense –comienzo del Mioceno superior– (Azaña *et al.*, 1988; Pérez, 1989) (Fig. 1). La metodología de campo se ha basado en la definición de ‘estaciones de toma de datos’, esto es, afloramientos espacialmente restringidos y que se consideran homogéneos desde el punto de vista estructural. Hemos situado dichas estaciones siempre en niveles de calizas o areniscas, porque son los materiales donde las diaclasas aparecen mejor representadas. Aquellas zonas donde la serie es yesífera no se han investigado dada la

escasa calidad de los planos que se desarrollan en tal litología.

En las estaciones se efectuaron observaciones geométricas y de relación cronológica entre diferentes estructuras, «estilo arquitectónico» (*architectural style* de Hancock, 1985), relaciones de intersección entre familias de diaclasas, así como medidas de orientación de las mismas. A partir de estaciones de control se efectuó una serie de tests de fiabilidad de los resultados obtenidos, constatándose que para que las medidas fuesen por completo representativas debían tomarse al menos 30 ó 35 datos de direcciones. A fin de contar con un mayor margen de seguridad el número mínimo de datos que se han tomado por estación es de 50. Esto contrasta con metodologías empleadas por otros autores, como Liotta (1990), que define fases tectónicas en una zona de considerable complejidad estructural a partir de estaciones de diaclasas que contenían en muchos casos menos de 15 medidas.

El trabajo de gabinete y de laboratorio comprende el empleo de los métodos de análisis de poblaciones, con la aplicación de técnicas estadísticas como los suavizados por medias móviles (Currie y Reik, 1977; Wise y McCrory, 1982), el tratamiento de los datos de orientación, espaciado y características de las superficies de discontinuidad, y el análisis de su relación con el contexto estratigráfico (posición en la serie, espesor, características litológicas de los materiales, etc.). Una descripción más detallada de la metodología que hemos empleado se puede encontrar en Arlegui (1992a).

Los objetivos que nos proponemos en este trabajo, son por un lado, la descripción y caracterización detallada de los sistemas de diaclasas presentes en el área de los Monegros, aplicables en general a todo el sector central de la Cuenca del Ebro. Por otro, la discusión y análisis de sus relaciones con el campo de esfuerzos neógeno, contrastando para ello los modelos propuestos hasta la fecha (especialmente el elaborado por Simón Gómez, 1989) con el

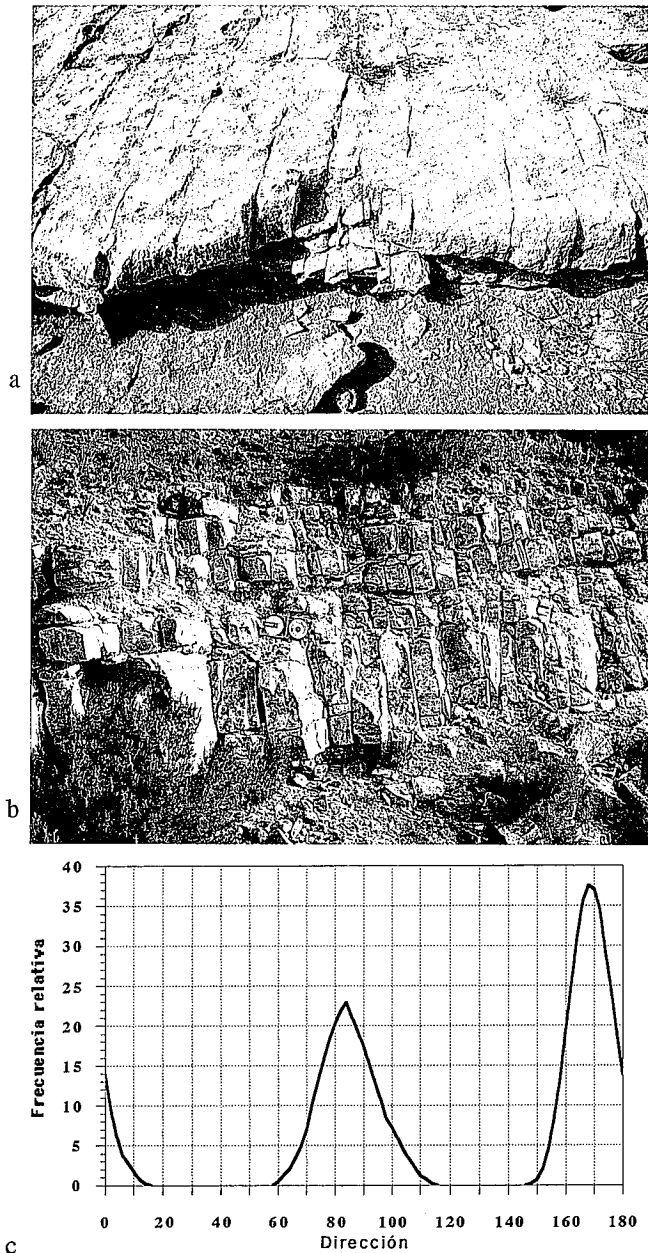


Fig. 2.-a) y b) Aspecto de campo de las diaclasas NNW, en planta (afloramiento cercano a Peñalba) y en sección (proximidades de Zuera). c) Histograma suavizado dos veces (ventana rodante de 14°) de una estación cercana a Peñalba.

nuevo e importante volumen de información que damos aquí a conocer.

Descripción y caracterización del diaclasado

A partir de un análisis global de las características del diaclasado se han podido definir dos sistemas de diaclasas (ver figura 1). Uno es el sistema N-S, compuesto por la familia N-S (que incluye diaclasas de dirección NNW a NNE) y por sus *cross joints*, la familia E-W. Este sistema aparece en el sector central de la Cuenca del Ebro, desde las Bârdenas hasta los Monegros. El otro es el sistema NW-SE, compuesto por la familia NW-SE y sus *cross*

joints. Este último aparece preferentemente en el sector más septentrional de la Cuenca del Ebro (la Depresión Presomontana), alcanzando el frente pirenaico. Dada su proximidad y paralelismo con esta cadena es probable que su origen sea consecuencia de la tectogénesis pirenaica. En los escasos afloramientos donde este sistema se ha observado coexistiendo con el N-S ambos resultan perfectamente distinguibles. En la Sierra de Sigena hemos comprobado que la familia N-S es anterior a la de dirección SE (Arlegui, 1992b), si bien falta por conocerse la relación entre ambas a escala regional.

En este trabajo nos vamos a centrar en el estudio del sistema N-S, pues es el que presenta mayor complejidad y variedad de estructuras. La observación en afloramiento muestra que las relaciones de corte entre sus dos familias permanecen constantes en toda la zona estudiada. Las diaclasas de dirección E-W terminan contra las N-S, siendo menos continuas y sistemáticas que éstas. Esto significa que las diaclasas N-S son anteriores a las E-W. Siguiendo la nomenclatura de Hancock (1985), las diaclasas E-W son *cross-joints* asociadas a la familia N-S, dando lugar conjuntamente a un «estilo arquitectónico en H».

La familia N-S presenta planos verticales de gran continuidad horizontal, de escala al menos decamétrica y de carácter muy sistemático y regular (Fig. 2). El espaciado de esta familia presenta una clara relación con el espesor de la capa afectada, siendo ambos generalmente bastante similares. La continuidad vertical de los planos depende de la secuencia litológica. En las alternancias de margas y calizas los planos se presentan sólo en las segundas, interrumpiéndose en los planos de estratificación, mientras que si se trata de capas calcáreas en contacto unas con otras las diaclasas se pueden continuar a través de las mismas hasta terminar en algún cambio litológico.

El paralelismo entre los planos es muy acusado, aunque localmente (Fig. 3) se pueden presentar como un abanico de fracturas conjugadas verticales con una dispersión de direcciones menor de 30° respecto a la moda de la población de diaclasas (*joint-spectra* de Hancock, 1986). Las superficies son lisas, aunque algunos planos, especialmente si cortan calizas muy homogéneas, presentan marcas plumosas bien desarrolladas del tipo *herringbone* con eje horizontal (Pocoví *et al.*, 1991). Otros planos exhiben estructuras que poseen gran analogía con fracturas de Riedel, apareciendo en el plano de estratificación como fracturas *en échelon* y en el plano de diaclasa como relieves escalonados (Fig. 4). Al interpretarse como fracturas de Riedel, estos escalones adquieren un significado estructural como criterio cinemático de cizalla.

Los planos de la familia E-W, como ya hemos comentado, se terminan invariablemente contra los de la familia N-S. Su continuidad horizontal está por tanto limitada al espaciado de la familia N-S, coincidiendo con ésta en lo referente a la continuidad vertical. Se trata de planos más irregulares, lo que hace que en general puedan ser considerados como *cross-joints* de carácter no sistemático. Sin embargo, el análisis de poblaciones efectuado por nosotros muestra que en algunos casos su sistematicidad es comparable a la de la familia N-S.

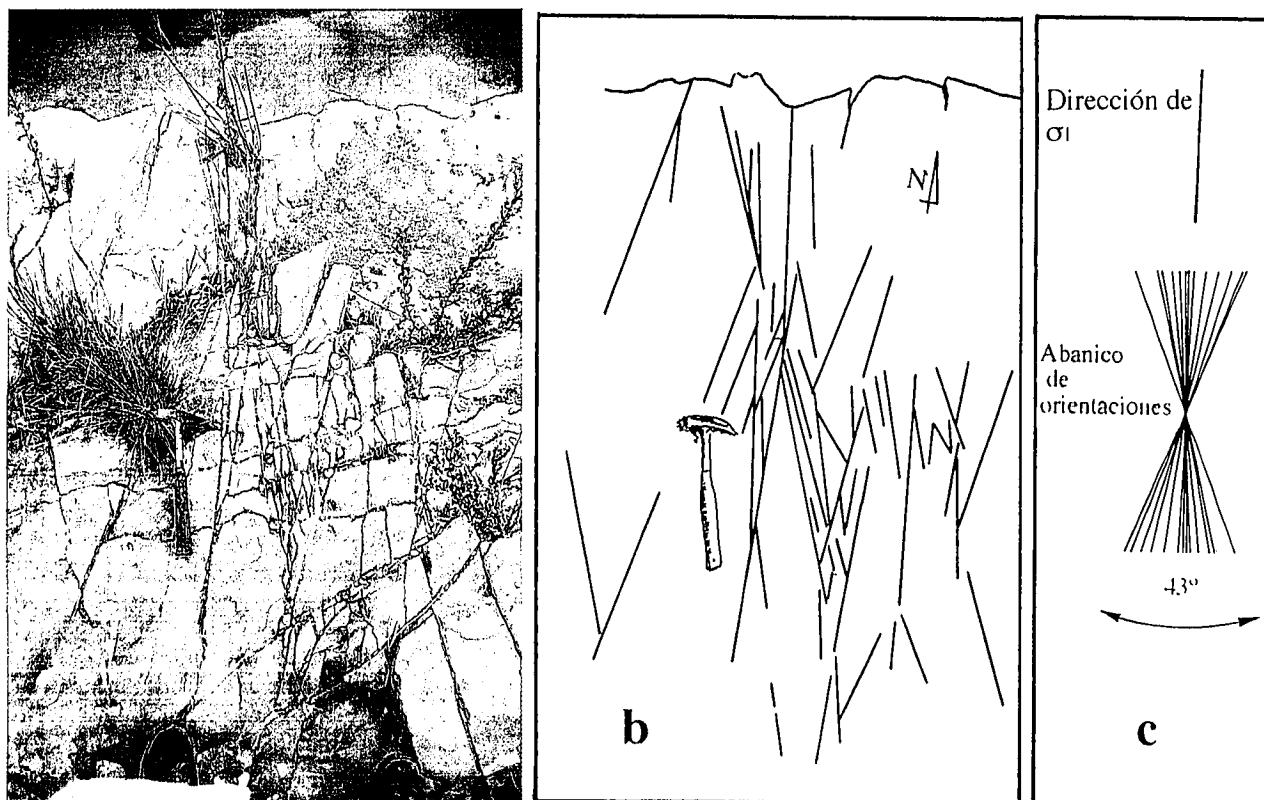


Fig. 3.—Joint spectra. a) Aspecto de campo, área de Nonaspe. b) Esquema simplificado. c) Abanico de direcciones de las fracturas presentes en el esquema y dirección de σ_1 , que se infiere del mismo.

Interpretación dinámica del sistema N-S de diaclasas

Aunque la definición de diaclasa excluye la existencia de desplazamientos perceptibles entre ambos bloques, su superficie no deja de ser una discontinuidad cuyo origen hubo de estar en un proceso de rotura bien tensional, bien de cizalla. Por tanto, los planos de diaclasa pueden guardar con los ejes de esfuerzos dos tipos extremos de relación: planos tensionales puros, perpendiculares a σ_3 , y planos de cizalla puros en dos familias conjugadas cuyo ángulo diedro mínimo es bisecado por el eje σ_1 . Además,

puede darse una situación intermedia representada por planos híbridos de cizalla y tensión (*hybrid shear joints* de Hancock, 1985). Esta relación no unívoca entre geometría de diaclasas y ejes de esfuerzos dificulta, sin duda, en ausencia de indicadores cinemáticos, la interpretación dinámica de las primeras. Sin embargo, tal operación es con frecuencia posible. Así lo demuestran muchos de los trabajos citados en los párrafos introductorios, en los que se demuestra cómo, cumpliéndose determinadas condiciones, pueden hacerse inferencias dinámicas directamente a partir de las características geométricas.

En nuestro caso, la interpretación de paleoesfuerzos a

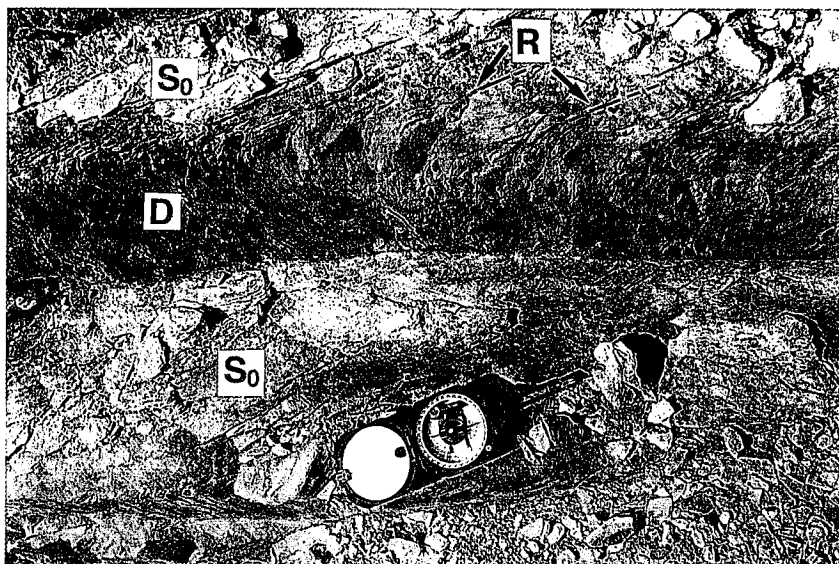


Fig. 4.—Diaclasa con escalonado sinistral (cerca de Torrente de Cinca). S_0 , superficie de estratificación. D, plano de diaclasa. R, Fracturas de Riedel.

partir de las diaclasas N-S está justificada por las siguientes razones:

a) Existen características geométricas, empleadas por numerosos autores, que permiten discriminar entre diaclasas tensionales y de cizalla. Como veremos en párrafos posteriores, hay bastantes argumentos que permiten considerar que la familia N-S está compuesta por planos de ambos tipos.

b) Disponemos, además, de claros indicadores cinemáticos, consistentes siempre con los caracteres geométricos.

c) Las observaciones geométricas y cinemáticas resultan coherentes no sólo a escala de afloramiento sino también a escala regional, lo que disminuye la posibilidad de confusión entre procesos de fracturación debidos a causas locales y los producidos por un campo tectónico regional.

El tipo predominante en la familia N-S lo constituyen las diaclasas tensionales. La existencia, en la mayoría de los casos, de una única familia de diaclasas marcadamente paralelas no resulta fácilmente explicable como fracturas de cizalla. El hecho de que las fracturas se detengan en los planos de estratificación resulta típico de fracturas tensionales; cuando atraviesan varias capas se observa que las mismas se presentan en continuidad litológica, es decir sin un nivel intercalado de margas o lutitas. En ese caso, el conjunto de capas se comporta de cara al diaclasado como un nivel solidario, o a efectos mecánicos como una única capa (Narr y Suppe, 1991). Finalmente, algunos planos muestran marcas plumosas, hecho que para algunos autores (Kulander *et al.*, 1979; Engelder y Geiser, 1980, y Hancock y Engelder, 1989, entre otros) es asimismo indicio del carácter tensional de las fracturas, aunque este argumento no parece estar universalmente aceptado.

En muchos afloramientos existen también diaclasas que se pueden interpretar como fracturas híbridas de tensión y cizalla. Están representadas, por un lado, por los *joint-spectra*, que deben ser interpretados en este sentido a la vista de su similitud con sistemas de fracturas conjugadas y de su bajo ángulo diedro, y por otro, por las diaclasas que presentan en sus planos escalones de Riedel no relacionados con estructuras plumosas. En estas últimas se ha verificado que los planos con escalones dextrales se sitúan en general según una dirección NNW, en tanto que las sinestrales son NNE, estando a menudo ambas familias situadas simétricamente alrededor de la dirección de las diaclasas simples N-S. Esta situación resulta compatible con una compresión horizontal N-S (Arlegui, 1992a; Arlegui y Hancock, 1991).

La familia E-W, en los casos en los que su sistematicidad permite atribuirle un origen tectónico, presenta los caracteres típicos de fracturas tensionales mencionados anteriormente (aunque no hemos observado en ellas estructuras plumosas). Esta familia no se corta únicamente contra los planos de estratificación, sino también contra las diaclasas de la familia N-S, dando lugar al estilo arquitectónico en H. Además, no se ha constatado en ningún caso la presencia de marcadores cinemáticos de cizalla. Por lo tanto, podemos afirmar que se formaron perpendiculares a un σ_3 orientado en dirección aproximada N-S.

A la luz de estos resultados, las diaclasas del sistema N-

S proporcionan una información (ver figura 5) sobre la dinámica de la fracturación en la Cuenca del Ebro central que podemos resumir de la siguiente manera:

a) Un campo primario de esfuerzos con σ_1 horizontal en dirección aproximada N-S y un σ_3 horizontal E-W sería el responsable de las diaclasas conjugadas con escalones y de los *joint spectra*. El que aparezcan asociadas estas fracturas de cizalla híbrida señala que la diferencia $\sigma_1 - \sigma_3$ sería relativamente pequeña (Muehlberger, 1961; Hancock, 1985).

b) Las diaclasas tensionales puras de la familia N-S indican la posibilidad de una disminución del valor de σ_1 , de modo que el círculo de Mohr $\sigma_1 - \sigma_3$ a tocar la curva de resistencia intrínseca en el punto correspondiente al esfuerzo de cizalla nulo. Tal disminución es probable que llegase a producir un intercambio con el σ_2 vertical. De hecho, los planos verticales N-S representan juntas de extensión puras compatibles simplemente con un σ_3 horizontal, sin que a partir de ellas pueda determinarse la posición de σ_1 .

c) Posteriormente, estados tensionales locales con σ_3 en dirección N-S y σ_2 horizontal E-W serían los responsables de las *cross joints* sistemáticas pertenecientes a la familia E-W. La existencia de estaciones en las que no aparecen *cross joints* sistemáticas sugiere que se trata de un proceso de alcance local, y que los citados estados tensionales representan perturbaciones secundarias de esfuerzos inducidas por la propia familia N-S, y no un campo regional.

Resulta difícil acotar el período en el que tuvo lugar el desarrollo del diaclasado. El hecho de que éste afecte de una forma bastante homogénea y siguiendo idénticos patrones a todos los materiales terciarios de la región sugeriría una edad más bien tardía. En las depresiones interiores de la Cordillera Ibérica todas las unidades hasta el Pleistoceno superior se encuentran afectadas por sistemas de diaclasas similares y coherentes con el mismo campo de esfuerzos (Simón Gómez, 1989). También en la Cuenca del Ebro el Cuaternario está afectado en numerosos puntos. Sin embargo, existen lugares donde las diaclasas aparecen asociadas genéticamente a fallas normales más antiguas. En el área de Tudela tales fallas son atribuibles al Mioceno inferior en virtud de su reparto en la serie estratigráfica y de su carácter «hidroplástico» (por tanto, inmediatamente post-sedimentarias respecto a las calizas margosas del Mioceno inferior a las que afectan). La misma edad aproximada podrían tener las diaclasas de cizalla direccionales, caso de confirmarse su relación con un campo compresivo previo a la distensión neógena generalizada (ver discusión en el apartado siguiente). En la Muela de Zaragoza y los Montes de Castejón fallas y diaclasas deben de ser post-aragonienses (edad probable de las calizas más recientes afectadas), pero anteriores a la superficie de erosión culminante de ambas plataformas, la cual arrasa algunas de las fallas normales en las que se observa desplazamiento (Gutiérrez *et al.*, 1986). De todo ello parece desprenderse que los sistemas de diaclasas en la Cuenca del Ebro y la Cordillera Ibérica fueron generándose a lo largo de un dilatado período de tiempo que comprenderá probablemente todo el Neógeno y eventualmente podría continuar en el Cuaternario.

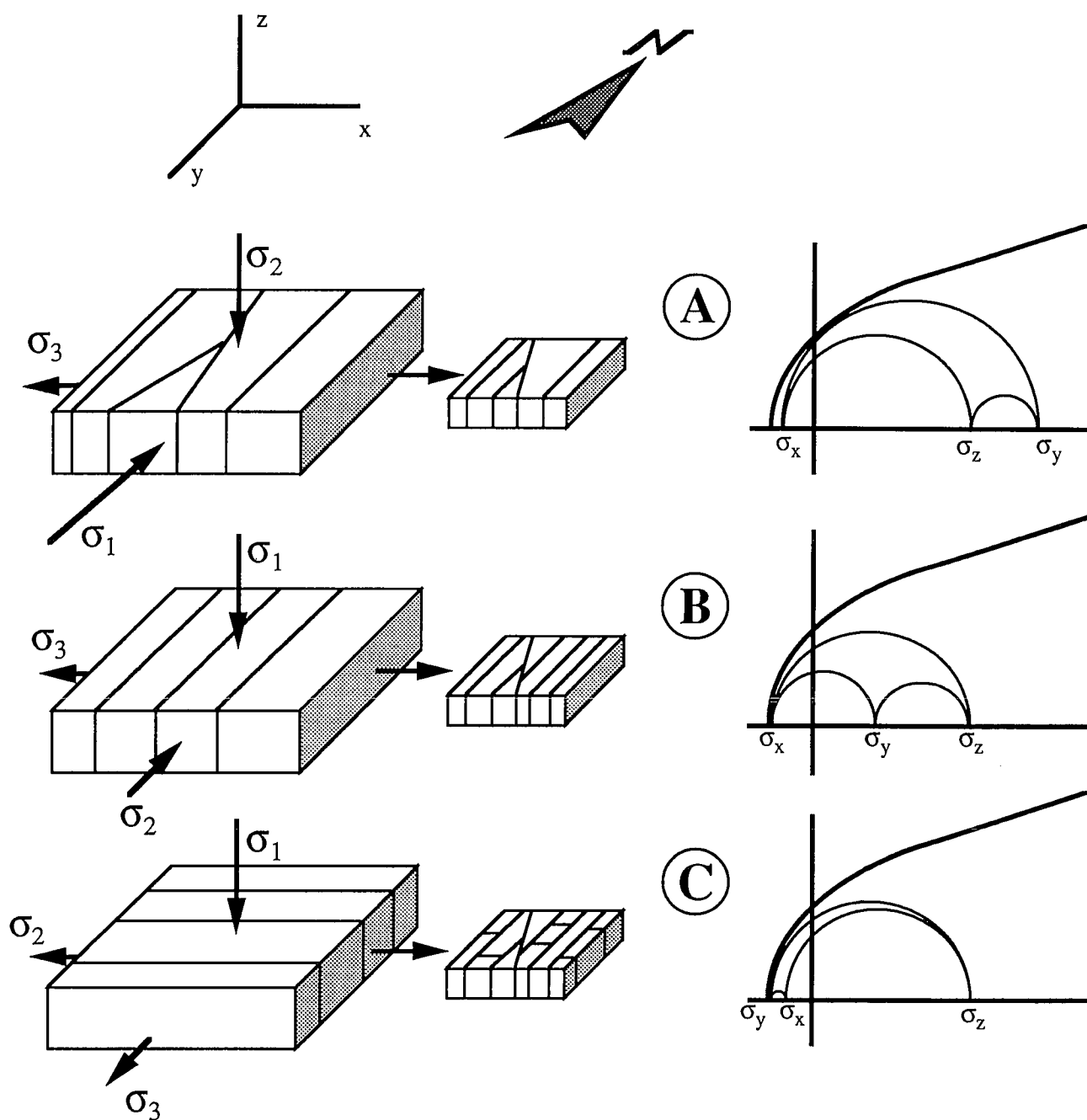


Fig. 5.—Modelo de desarrollo del diaclasado dentro de la evolución del campo de esfuerzos neógeno. A. Mioceno inferior-medio. B. Mioceno medio-superior. C. Estados locales, Plioceno. (Edades estimativas). Columna izquierda: relación ejes de esfuerzos-diaclasas en cada uno de los estadios evolutivos. Columna central: Esquemas de fracturación acumulada. Columna derecha: Diagramas de Mohr y su relación con una hipotética línea de resistencia intrínseca de la roca. σ_x , σ_y , σ_z , esfuerzos según los ejes cartesianos definidos en la parte superior.

Relación con el campo de esfuerzos neógeno

La evolución tectónica de la Cuenca del Ebro (y en general de todo el noreste peninsular) ha estado marcada durante el Neógeno por la sucesión e interacción de procesos tectónicos tanto compresivos como distensivos. Los primeros se manifiestan en general durante la primera parte del Mioceno, desarrollando macroestructuras en algunos casos hasta el tránsito Mioceno inferior-superior (Casas, 1990). La tectónica distensiva domina durante todo el resto del Neógeno y el Cuaternario. Existe abundante información en el ámbito de la Cordillera Ibérica que indica que el paso de uno a otro régimen no fue un

proceso brusco ni único, sino que se produjeron transiciones graduales por variación paulatina de los valores de esfuerzos (Simón, 1986) o incluso intercambios repetidos de los ejes σ_1 y σ_2 dentro de un plano vertical N-S.

Simón Gómez (1989, 1990) propone un modelo para el campo de esfuerzos neógeno-cuaternario en la Cordillera Ibérica y el sector meridional de la Cuenca del Ebro que consiste, básicamente, en la superposición de una compresión N-S y una distensión radial o multidireccional. La primera estaría originada por el acercamiento entre las placas Africana, Ibérica y, en menor medida, la Europea, siendo más activa en el sur de la Península y estando mitigada al desplazarnos hacia el Norte. La segunda sería

causada por un proceso de estiramiento cortical ligado al *rifting* europeo que se desarrolla de N a S, entre el Rhin y el Mar de Alborán, a lo largo del Eoceno-Mioceno superior (Vegas *et al.*, 1979). Este proceso afecta en el Neógeno a todo el este peninsular y da lugar a un importante sistema de fosas tectónicas superpuestas a estructuras compresivas en el interior de la Cordillera Ibérica (Calatayud, Jiloca, Alfambra-Teruel-Mira, Sarrión-Mijares, Maestrazgo). El resultado es un régimen de distensión tendente a multidireccional, con el eje σ_2 situado en dirección próxima a N-S (es decir, coincidente con el eje σ_1 del campo compresivo). Tal modelo resulta coherente tanto con la información macroestructural como con los resultados disponibles sobre estados de paleoesfuerzos, estos últimos inferidos a partir del análisis de poblaciones de microfallas. El esquema es asimismo corroborado en sus aspectos básicos por Hancock y Engelder (1989).

La evolución del campo de esfuerzos que hemos obtenido a partir del análisis del diaclasado es coherente con este modelo en varios sentidos. Nuestro tensor compresivo con σ_1 en dirección N-S puede representar un momento temprano dentro del modelo, antes de que la distensión alcance la suficiente importancia como para que el eje horizontal submeridiano sea el σ_2 . Hemos visto cómo, en cualquier caso, el esfuerzo máximo compresivo, σ_1 , debía de ser relativamente débil, lo que está de acuerdo con la ya mencionada atenuación desde la zona de colisión bética. Esto propició que, a la vez que el campo compresivo de origen bético perdía entidad y la distensión ligada al *rifting* se acentuaba, se produjese el intercambio entre los ejes σ_1 y σ_2 en el plano vertical de orientación aproximada N-S. Tras dicho intercambio es probable que siguieran generándose diaclasas tensionales de esta dirección en la Cuenca del Ebro central, en tanto aparecían estructuras distensivas de mayor entidad en la Cordillera Ibérica.

En el modelo de Simón Gómez (1989, 1990) los valores de los esfuerzos horizontales σ_2 (N-S) y σ_3 (E-W) llegan a hacerse muy parecidos durante los últimos estadios de la distensión (Plioceno superior-Cuaternario). Ello habría conducido a que, en una región dominada ya por las fracturas de orientación N-S, se produjeran intercambios episódicos entre estos dos ejes que dieron lugar, en algunas localidades, a la formación de *cross joints* sistemáticas consistentemente ortogonales a las diaclasas previas.

Conclusiones

Los materiales competentes miocenos del sector central de la Cuenca del Ebro se encuentran intensamente afectados por la presencia de varios sistemas de diaclasas. El más extensamente repartido es el compuesto por una familia principal próxima a N-S y sus *cross-joints* de dirección E-W. En la primera de ellas se integran diaclasas tanto de origen tensional como fracturas híbridas de tensión y cizalla (planos conjugados con escalones de Riedel, *joint spectra*). La segunda está compuesta sólo por planos tensionales.

La familia N-S se desarrolla perpendicular al eje σ_3 de un campo regional inicialmente compresivo con σ_1 relativamente pequeño. La compresión, extendida por toda la Península, procede de la colisión entre las placas Ibérica y

Africana. Este campo evoluciona, a través del intercambio entre los ejes σ_1 y σ_2 en el plano vertical, a otro distensivo con σ_2 en dirección N-S, como producto de la superposición de la compresión N-S y una extensión inducida por *rifting* en el margen mediterráneo. La familia E-W se forma como consecuencia de intercambios de los ejes σ_2 y σ_3 del campo distensivo propiciados, por un lado, por la similitud de magnitudes que ambos alcanzan en los últimos estadios de la evolución y, por otro, por la presencia de la familia N-S, que perturbaría las direcciones de esfuerzos dando lugar a que las nuevas diaclasas apareciesen perpendiculares a ellas.

De este modo, el diaclasado en el sector central de la Cuenca del Ebro se desarrolla a lo largo de un proceso dilatado que abarca probablemente todo el Neógeno, e incorpora estructuras formadas bajo un campo de esfuerzos en continua evolución.

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto CYCIT GEO91-0924. Gran parte de los datos aquí presentados aparecen por cortesía de la Compañía General de Sondeos. La financiación de uno de los autores (L.E.A.C.) corrió a cargo del Instituto de Estudios Altoaragoneses. Queremos agradecer sus indicaciones y ayuda en el trabajo de campo al Dr. Hancock, así como a los geólogos J. A. Arz, C. Gonzalvo, J. Gracia y C. Liesa.

Bibliografía

- Arlegui, L. E. (1992a): Métodos de investigación aplicables a diaclasas. Ejemplos de Los Monegros, Cuenca del Ebro. *III Congr. Geol. Esp./ VIII Congr. Latinoamer. Geol.*, Salamanca.
- Arlegui, L. E. (1992b): Variación del patrón de diaclasas a lo largo de la serie neógena de la Sierra de Sigüenza (Huesca): Posible relación con el campo de esfuerzos y su perturbación. *Geogaceta*, 12: 25-28.
- Arlegui, L. E., and Hancock, P. L. (1991): Interpreting joint systems from their architecture: Examples from the Ebro Basin, Spain. *22nd Ann. Meeting Tectonic Studies Group*, Edinburgh.
- Azanza, B., Canudo, J. I., y Cuenca, G. (1988): Nuevos datos bioestratigráficos del Terciario continental de la Cuenca del Ebro (Sector centro-occidental). *II Congr. Geol. Esp.*, Granada, vol. 1: 261-264.
- Bergerat, F., Angelier, J. et Bouroz, C. (1991): L'analyse des diaclasas dans le Plateau du Colorado (U.S.A.): une clé pour la reconstruction des paléo-contraintes. *C. R. Acad. Sci Paris*, t. 312. Série II: 309-316.
- Bevan, T. G., and Hancock, P. L. (1986): A late Cenozoic regional mesofracture system in southern England and northern France. *Jour. Geol. Soc. (London)*, 143: 355-362.
- Casas Sainz, A. M. (1990): *El frente norte de las Sierras de Cameros: Estructuras cabalgantes y campo de esfuerzos*. Tesis, Univ. Zaragoza, 382 p.
- Currie, J. B., and Reik, G. A. (1977): A method of distinguishing regional directions of jointing and of identifying joint sets associated with individual geologic structures. *Can. Jour. Earth Sci.*, 14: 1211-1228.
- Engelder, T. (1982): Is there a genetic relationship between selected regional joints and contemporary stress within the lithosphere of North America? *Tectonics*, 1: 161-177.
- Engelder, T. (1985): Loadings paths to joint propagation during a tectonic cycle: an example from the Appalachian Plateau, USA. *Jour. Struct. Geol.* 7(3/4): 459-476.

- Engelder, T., and Geiser, P. (1980): On the use of regional joint sets as trajectories of Paleostress fields during the development of the Appalachian Plateau, New York. *Jour. Geophys. Res.*, 85(B11): 6319-6341.
- Galindo, J. y González, F. (1990): Diaclasas de tensión regionales en el Complejo Nevado-Filábride y su relación con el contacto Alpujarride/Nevado-Filábride (Sierra Nevada, Cordilleras Béticas). *Geogaceta*, 7: 9-11.
- Gutiérrez, M., Soriano, A., Simón, J. L. (1986): Algunos aspectos de la tectónica neógena y cuaternaria en el sector central de la Depresión del Ebro. *Bol. Geol. Min.*, 97(1): 9-21.
- Hancock, P. L. (1985): Brittle microtectonics: principles and practice. *Jour. Struct. Geol.*, 7: 437-457.
- Hancock, P. L. (1986): Joint spectra. In: *Geology in the real world. The Kingsley Dunham volume*. (I. Nichol, y R. W. Nesbitt, Eds.). London: Institution of Mining and Metallurgy: 155-164.
- Hancock, P. L. (1991): Determining contemporary stress directions from neotectonic joint systems. *Phil. Trans. Roy. Soc. London, A.*, 337: 29-40.
- Hancock, P. L., Sha'At, N. A. and Al Kadhi, A. (1984): Regional joint sets in the arabian platform as indicators of intra-plate processes. *Tectonics*, 3(1): 27-43.
- Hancock, P. L. and Engelder, T. (1989): Neotectonic Joints. *Geol. Society of America Bulletin*, 101: 1197-1208.
- Holst, T. B. and Foote, G. R. (1981): Joint orientation in Devonian rocks in the Northern portion of the lower peninsula of Michigan. *Geological Soc. Amer. Bull.*, 92: 85-93.
- Kulander, B. R., Barton, C. C., and Dean, S. L. (1979): *The application of fractography to core and outcrop fracture investigations*. U.S. Dept. Energy, METC/SP-79/3, 174 pp.
- Liotta, D. (1990): La distribuzione dei Joints nel bacino di Santa Barbara (Valdarno superiore): indicazioni sulla tettonica neogenica. *Boll. Soc. Geol. Italia*, 109: 437-444.
- Muehlberger, W. R. (1961): Conjugate joint sets of small dihedral angle. *Jour. Geol.*, 69: 211-219.
- Narr, W., and Suppe, J. (1991): Joint spacing in sedimentary rocks. *Jour. Struct. Geol.* 13(9): 1037-1048.
- Pérez García, A. (1989): *Estratigrafía y Sedimentología del terciario del borde meridional de la Depresión del Ebro (Sector Riojano-Aragonés) y cubetas de Muniesa y Montalbán*. Tesis doctoral. Univ. Zaragoza, 525 p.
- Pocovi, A., Arlegui, L. E., y Simón, J. L. (1992): Observaciones sobre las fracturas escalonadas de las diaclasas plumosas. *Geogaceta*, 11: 94-97.
- Simón Gómez, J. L. (1989): Late Cenozoic stress-field and fracturing in the Iberian Chain and Ebro basin (Spain). *Jour. Struct. Geol.* 11(3): 285-294.
- Simón, J. L. (1990): Algunas reflexiones sobre los modelos tectónicos aplicados a la Cordillera Ibérica. *Geogaceta*, 8: 123-129.
- Stauffer, M. R. and Gendzwill, D. J. (1987): Fractures in the northern plains, stream patterns and the midcontinent stress field. *Can. Jour. Earth Sci.*, 24: 1086-1097.
- Vegas, R., Fontbote, J. M. y Banda, E. (1979): Widespread neogene rifting superimposed on alpine regions of the Iberian peninsula. Proc. Symp. «Evolution and Tectonics of the western Mediterranean and surrounding areas». E.G.S., Viena. Inst. Geog. Nac. Special Publication, 201: 109-128.
- Wise, D. U. and McCrory, T. A. (1982): A new method of fracture analysis: Azimuth versus traverse distance plots. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 93: 889-897.

Recibido el 11 de junio de 1992.

Aceptado el manuscrito revisado el 1 de marzo de 1993.