

FRACTURACIÓN, PLEGAMIENTO Y CAMPOS DE ESFUERZOS EN LOS CONGLOMERADOS OLIGOCENOS DE GÓMARA (CUENCA DE ALMAZÁN, SORIA)

A. Maestro, C. L. Liesa, J. L. Simón, A. M. Casas y L. E. Arlegui

Departamento de Geología. Área de Geodinámica. Universidad de Zaragoza. Plaza San Francisco s/n, 50009. Zaragoza

Resumen: A partir del estudio de la fracturación a distintas escalas (hecto a centimétrica) en los conglomerados oligocenos del sector de Gómara (Cuenca de Almazán) se ha determinado la existencia de varias familias de fracturas: 1) fracturas de cizalla que cortan y desplazan cantos de los conglomerados, que forman un sistema conjugado (015 y 040) con su bisectriz aguda en dirección NNE; 2) fracturas de cizalla que cortan cantos sin desplazarlos, con la misma distribución direccional que las anteriores; 3) fracturas tensionales que rodean los cantos de los conglomerados, cuya dirección media es la bisectriz del diedro formado por los máximos de las fracturas de cizalla; y 4) fracturas tensionales y de cizalla con dirección NW-SE. Las relaciones geométricas muestran que, en general, la génesis de las fracturas es anterior al plegamiento de las capas en que se encuentran, y su relación con los pliegues no es directa sino a través de los campos de esfuerzo actuantes durante el Terciario. Una compresión regional principal, N a NNE, sería la causante de las fracturas tensionales y de cizalla de las familias 1), 2) y 3). Las fracturas de dirección NW-SE serían resultado de la fracturación secundaria ortogonal a las fracturas principales (*cross-joints*), de una fracturación tensional asociada a compresión NW-SE, o bien de esfuerzos secundarios inducidos por acortamiento paralelo al eje de los pliegues.

Palabras clave: Falla, fractura tensional, fractura de cizalla, pliegue, campo de esfuerzos, Terciario, Cuenca de Almazán.

Abstract: From the study of fracturing at different scales (hectometric to centimetric) affecting the Oligocene conglomerates near Gómara (Tertiary Almazán Basin, Iberian Chain) four sets of fractures have been determined: 1) shear joints (two maxima striking 015 and 040) that cross-cut conglomerate pebbles forming a conjugate system; 2) shear joints that cross-cut pebbles without any displacement showing the same directional maxima; 3) tensional joints surrounding pebbles, whose average direction bisects the acute angle formed by the directional maxima of the other fractures; and 4) tensional joints striking NW-SE. Geometrical relationships show that, in general, fractures predate folds. The relationship between these two types of structures is established by mean of stress fields: the main regional compression during the Tertiary, oriented N to NNE, would generate tension and shear joints of sets 1), 2) and 3). Fractures striking NW-SE would be the result either of secondary fracturing orthogonal to main joints (*cross-joints*), or tension fractures associated with a second NW-SE compression or secondary stress (shortening parallel to the fold axes) due to anticlastic bending.

Key Words: Fault, tensional joint, shear joint, stress field, folds, Tertiary, Almazán Basin.

Maestro, A., Liesa, C.L., Simón, J.L., Casas, A.M. y Arlegui, L.E. (1997): Fracturación, plegamiento y campos de esfuerzos en los conglomerados oligocenos de Gómara (Cuenca de Almazán, Soria). *Rev. Soc. Geol. España*, 10 (1-2): 3-12.

Fracturas de distintos tipos y estructuras de presión-disolución son las estructuras más abundantes en el nivel estructural superior. Su análisis permite obtener información sobre los esfuerzos que han actuado sobre los cuerpos rocosos, para lo cual se han desarrollado métodos de estudio que podrían encuadrarse en dos tipos:

1) Los que tienen en cuenta fundamentalmente las orientaciones de picos estilolíticos y planos estriados

con movimiento de cizalla entre los bloques (fallas). Su objetivo fundamental es la determinación de los ejes principales y de la componente desviatoria del estado de esfuerzos responsable de la génesis o reactivación de las fracturas (Pegoraro, 1972; Carey, 1976; Armijo, 1977; Angelier y Mechler, 1977; Etchecopar *et al.*, 1981; Simón Gómez, 1986; Angelier, 1994).

2) Los métodos basados fundamentalmente en el análisis de densidades, dimensiones y orientaciones de

las fracturas, con o sin movimiento de cizalla entre los bloques. Su objetivo no es tanto la determinación de los paleoesfuerzos causantes de su movimiento como la caracterización en detalle de su geometría y el establecimiento de modelos que expliquen esta última en relación con campos de esfuerzos primarios y perturbados (Engelder y Geiser, 1980; Holts y Foote, 1981; Engelder, 1982, 1985; Hancock, 1985; Bevan y Hancock, 1986; Hancock y Engelder, 1989; Hancock, 1991; Arlegui y Hancock, 1991; Rives, 1992; Arlegui y Simón, 1993), así como con pliegues y otras estructuras de mayor escala (Hobbs *et al.*, 1976; Price y Cosgrove, 1990; Rives, 1992).

La caracterización precisa de la fracturación, en cuanto a su geometría, densidad, distribución y relaciones entre estructuras de distintas escalas, es un aspecto de gran importancia en trabajos de investigación pura encaminados a la determinación de la génesis de las discontinuidades en los macizos rocosos. Asimismo, desde el punto de vista aplicado, la caracterización y predicción de los patrones de fracturas y la modelización de las propiedades físicas que se derivan de ellos (resistencia mecánica del macizo, conductividad hidráulica, etc.) son objetivos importantes en la prospección y gestión de almacenes de fluidos subterráneos y en el diseño y ejecución de obras de ingeniería civil.

El objetivo del presente trabajo es caracterizar la fracturación del área de Gómara y elaborar un modelo evolutivo que explique sus rasgos principales y su desarrollo en relación con los campos de esfuerzos tectónicos y con el sistema de pliegues.

Estructura y evolución tectónica de la Cuenca de Almazán

La Cuenca de Almazán es una cuenca terciaria con geometría sinclinal situada entre las Ramas Aragonesa y Castellana de la Cordillera Ibérica. Su estructura está definida, en su borde norte, por cabalgamientos de vergencia sur que la separan del macizo de Cameros. Su límite oriental, con la Rama Aragonesa, es menos neto, ya que aparecen numerosos pliegues de traza arqueada cuya dirección cambia de E-W en las proximidades de Soria a NW-SE en el límite con la Rama Aragonesa (Fig. 1). Estos pliegues, de vergencia general hacia el Norte, afectan tanto a los depósitos paleógenos de la cuenca como a los materiales mesozoicos de la cordillera. Hacia el Sur los materiales terciarios aparecen menos deformados y se disponen con geometría de *onlap* sobre unidades mesozoicas de la Rama Castellana, estas últimas con suave buzamiento al Norte. Algunos autores (Bond, 1996) interpretan este borde S de la cuenca como una estructura en flor positiva ligada al movimiento de fallas dextral-inversas.

En la evolución tectónica sufrida por la Cuenca de Almazán a lo largo del Oligoceno y Mioceno estuvieron implicados varios campos de esfuerzos regionales, deducidos a partir del análisis de fallas, estilolitos y grietas de

extensión, que se sucedieron, alternaron o simultanearon en el tiempo, así como fenómenos de perturbación de esfuerzos a distintas escalas (Simón Gómez, 1989; Maestro, 1994; Maestro González y Casas Sainz, 1995; Casas Sainz y Maestro González, 1996):

1) Un campo principal con σ_1 horizontal en dirección N a NNE, en régimen de desgarre (σ_2 vertical) a compresión uniaxial ($\sigma_2 \approx \sigma_3$), responsable de la formación de las principales macroestructuras (sistema de pliegues y cabalgamientos arqueados con direcciones NW-SE, E-W y NE-SW que afectan a zócalo y cobertera).

2) Compresión con σ_1 en dirección NE-SW («compresión Ibérica»), en régimen de compresión triaxial (σ_3 vertical) a desgarre. Esta no presenta una separación neta con respecto a la compresión NNE, sino que existe un *continuum* de direcciones de compresión entre 000 y 070. Las relaciones cronológicas indican que es contemporánea de la compresión principal, y puede interpretarse como resultado de una desviación de la misma a escala regional por efecto de los grandes cabalgamientos y fallas inversas NW-SE de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica (Cortés *et al.*, 1996).

3) Compresión en dirección NW-SE («compresión Guadarrama»), en régimen de desgarre, correspondiente al campo regional primario en el Sistema Central (Alvaro, 1975; De Vicente, 1988). Esta compresión, que prácticamente no da lugar a macroestructuras en la Cuenca de Almazán, es contemporánea a tardía en relación a las otras dos compresiones.

El área de Gómara se sitúa en el extremo NE de la Cuenca de Almazán, en las proximidades del contacto de ésta con la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica (Fig. 1). En esta zona las lutitas y conglomerados oligocenos que rellenan la cuenca se encuentran afectados por un tren de pliegues NW-SE que presentan una longitud de onda media en torno a 1 Km y trazas axiales con continuidad de varias decenas de Km. Estos pliegues tienen vergencia al NE; los flancos noreste de los anticlinales presentan buzamientos altos (60°), mientras los flancos suroeste tienen buzamientos menores (25-30°). Los conglomerados muestran, además, una densa red de fracturas de escala mesoestructural con dos direcciones preferentes (NW-SE y N-S a NE-SW), visible y cartografiable en ciertas zonas sobre la fotografía aérea (Fig. 2).

Metodología

La metodología seguida está basada en el estudio fotogeológico de la red de fracturas en el sector de Ojuel-Tozalmoro, donde ésta se observa con nitidez (Fig. 2B), y un estudio mesoestructural a partir de los datos de afloramiento recogidos en 24 estaciones distribuidas en el entorno de Gómara (Fig. 3). En cada una de ellas se ha medido la dirección y buzamiento de los planos de fractura, sus características morfológicas y las relaciones de corte, siguiendo la metodología propuesta por Arlegui (1992). La mayor parte de las fracturas son perpendiculares a la estratificación y no pre-

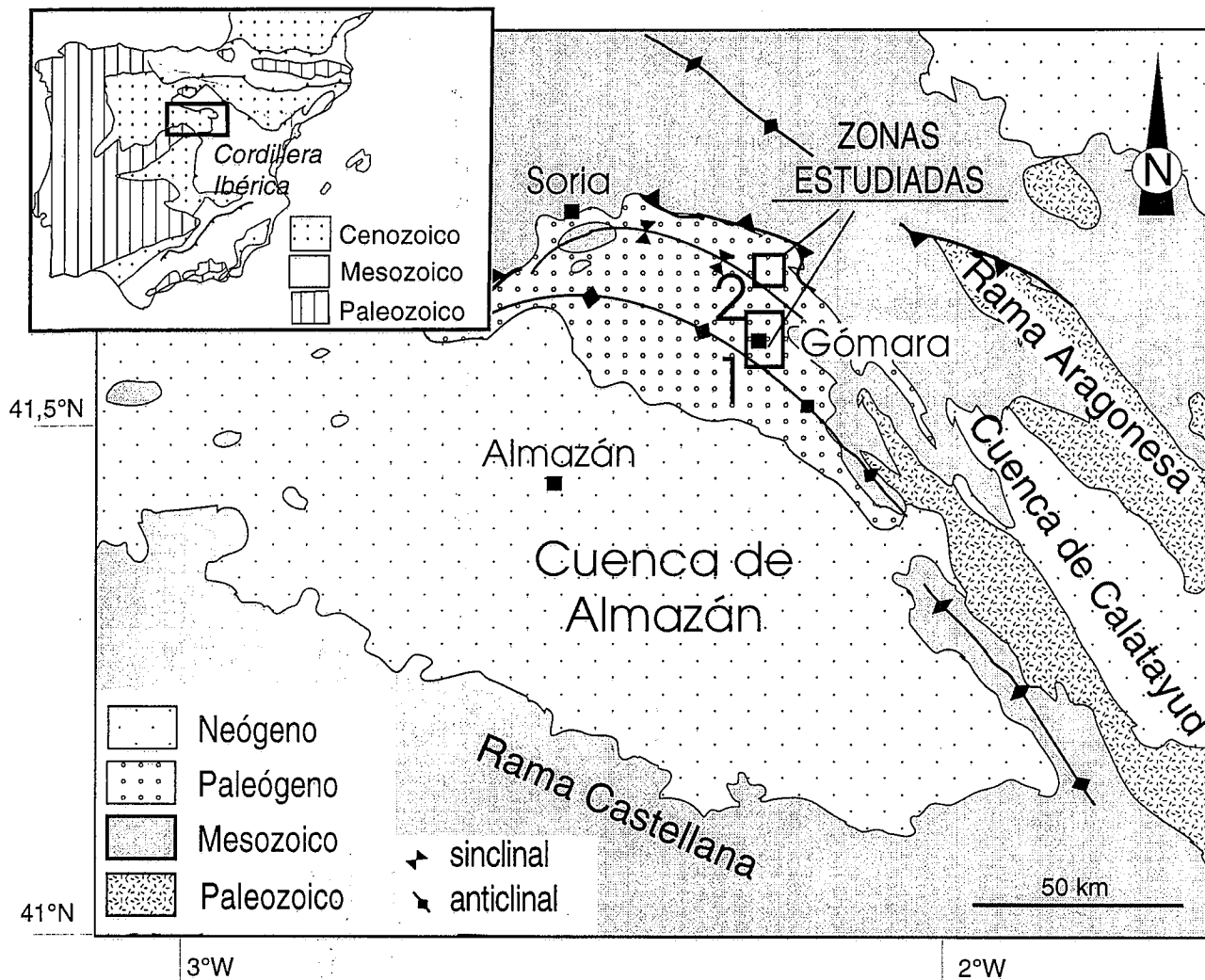


Figura 1.- Localización de las áreas de estudio: Gómara (1) y Ojuel-Tozalmoro (2).

sentan indicios de movimiento. En una parte de ellas, no obstante, se encuentran indicadores cinemáticos como son escalones de recristalización, estriaciones y, en menor medida, cantos fracturados y desplazados. En total se han recogido datos de 1628 fracturas y 158 planos de falla estriados en una extensión de unos 25 Km².

Los datos de dirección de las fracturas han sido procesados mediante diagramas en rosa y curvas de frecuencia suavizadas mediante la técnica de Wise y McCrory (1982). Esta última permite eliminar el ruido estadístico introducido por el muestreo gracias a la utilización del concepto de *promedio de ventanas rodantes* o *medias móviles* (en nuestro caso hemos adoptado un tamaño de *ventana* de 15°, dentro del rango propuesto por los autores citados anteriormente).

Aunque los planos de falla estriados son muy minoritarios en todas las estaciones, en 6 de ellas su número ha sido suficiente para abordar el análisis de paleoesfuerzos. Se ha usado para tal fin la combinación de métodos de Diedros Rectos, Diagrama y-R y Etchecopar, propuesto por Casas *et al.* (1990). Asimismo

se cuenta con 4 estaciones en las que aparecen picos estilolíticos afectando a la superficie de cantos calcáreos. Los resultados de paleoesfuerzos obtenidos de ambos tipos de estructuras concuerdan en lo esencial con el esquema trazado en el apartado anterior; se registran tanto la compresión variable entre N y NE responsable de las macroestructuras como la compresión menor SE (Fig. 3). No nos extenderemos más sobre este particular debido a que las discontinuidades que mayor información ofrecen para la interpretación de paleoesfuerzos (las fallas estriadas que permiten determinar tanto la dirección de los ejes principales de esfuerzos como su relación R), no son las más representativas de la geometría de los sistemas de fracturación en la zona. Ello se debe a que suele tratarse de poblaciones de planos reactivados de orientaciones variadas que no guardan una simetría respecto a los ejes de esfuerzos. Por el contrario, existen sistemas de fracturas sin desplazamiento relativo apreciable y sin estrías que sí muestran una geometría relacionada con el elipsoide de esfuerzos. Así, en este trabajo se centra la atención en los patrones más sistemáticos a escalas macro y

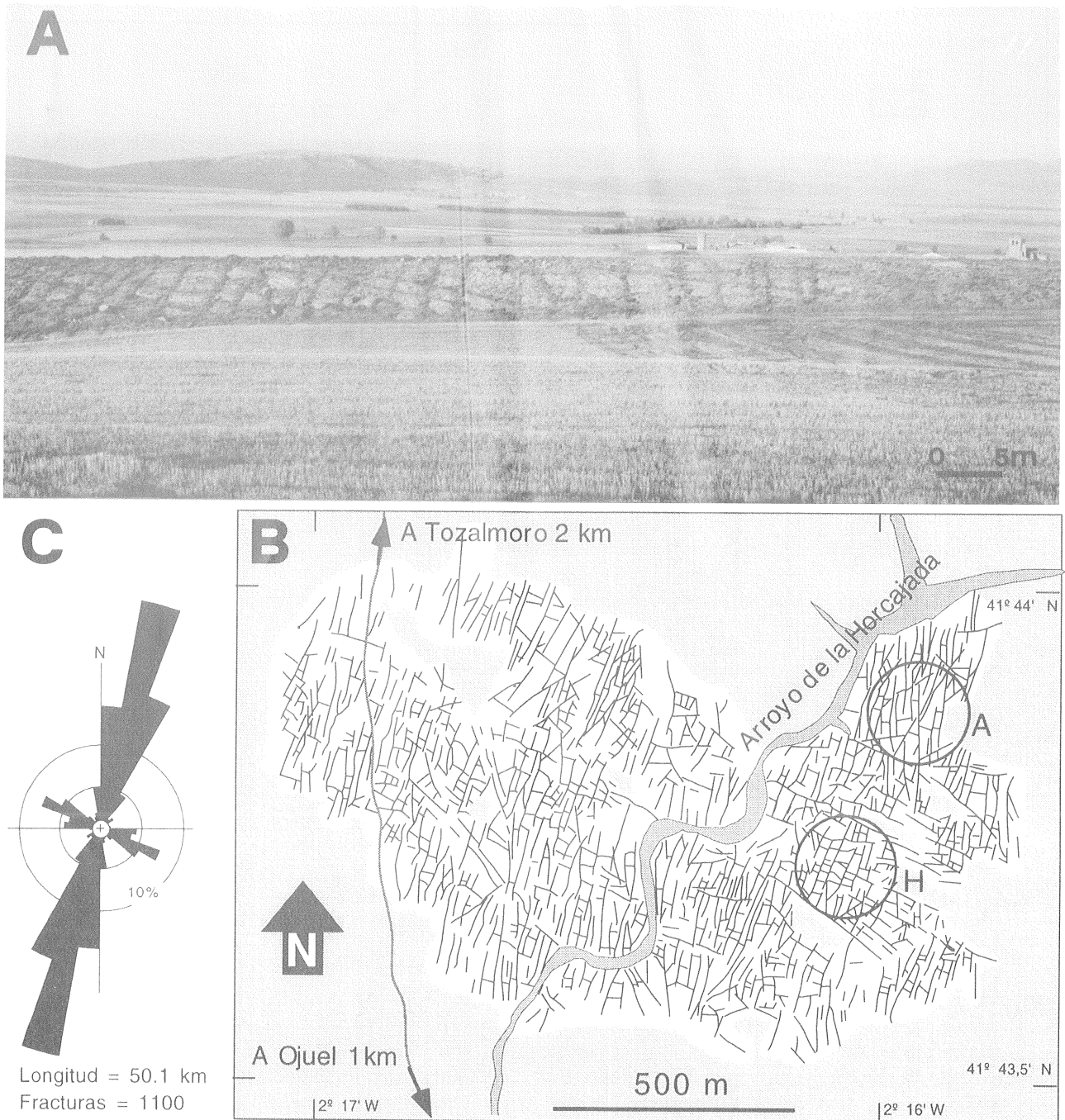


Figura 2.- La fracturación a escala macroestructural. A: Imagen de campo en el área de Gómar (fotografía tomada en dirección hacia el Norte). B: Cartografía fotogeológica realizada en una pequeña zona entre Tozalmoro y Ojuel (ver situación en fig. 1). Los círculos señalan zonas donde se observan ejemplos de *estilos arquitectónicos* en A y H. C: Diagrama en rosa de las fracturas cartografiadas en el mapa adjunto ponderado según la longitud.

mesoestructural, y usar los resultados de paleoesfuerzos en el área de Gómar sólo como una referencia más a la hora de hacer una interpretación dinámica de los primeros.

Descripción e interpretación mecánica de la fracturación

Las fracturas sin signos de movimiento dibujan un denso entramado en casi todos los bancos conglomeráticos (Fig. 2). El conjunto de los datos de direcciones

de estas fracturas (Figs. 3 y 4A) muestra dos máximos principales NE-SW y NW-SE, si bien en el primero de ellos pueden identificarse dos máximos relativos según 015 y 040. Comparando los diagramas en rosa de las figuras 2C y 3 se comprueba que las familias de fracturas son las mismas a escala macro- y mesoestructural.

El estudio sistemático de 176 relaciones de corte observadas entre las distintas fracturas permite afirmar que la familia NNE a NE fue de forma casi absoluta la primera en desarrollarse, mientras que los planos NW-SE se formaron después, ya que terminan sistemática-

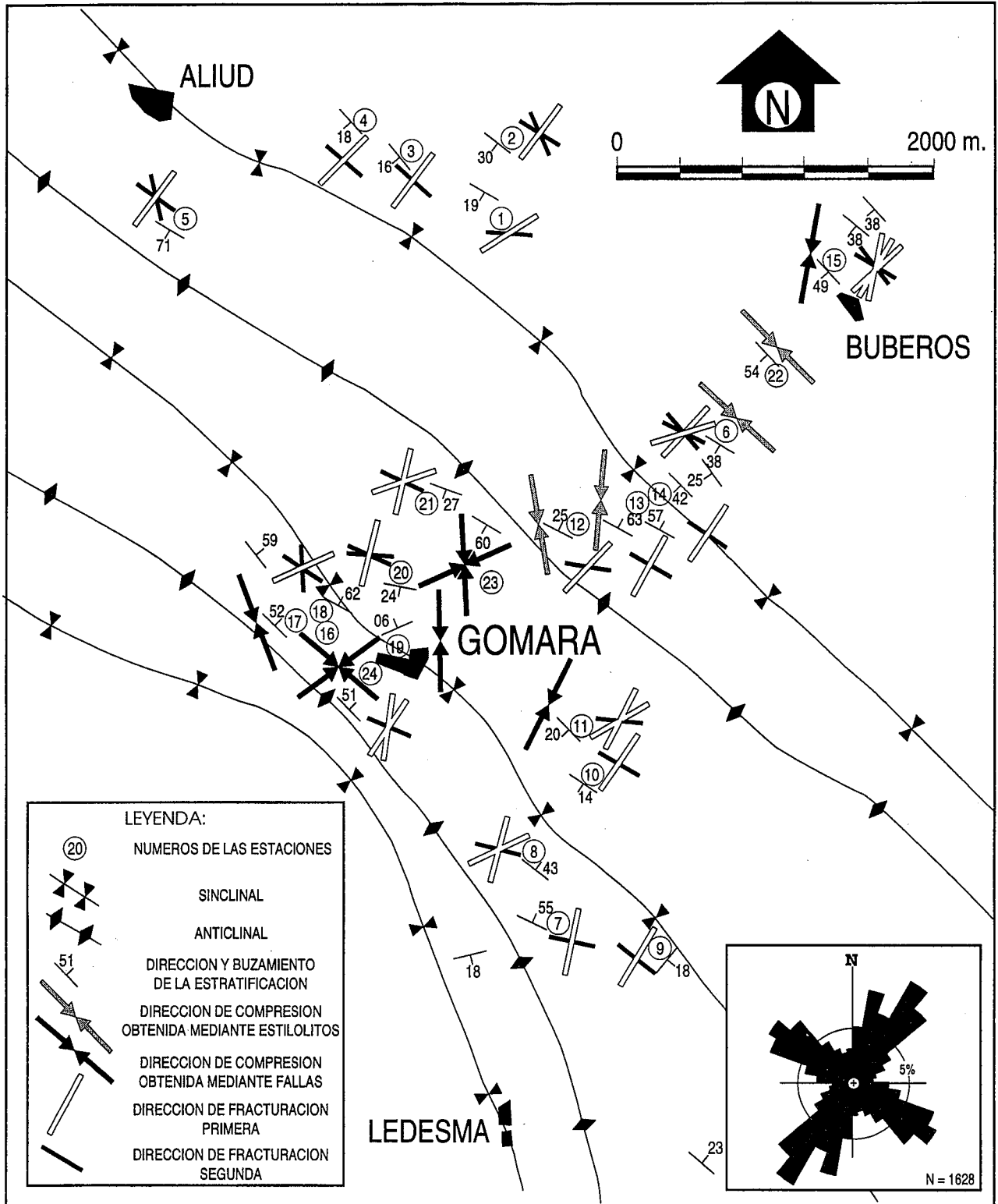


Figura 3.- Situación de las estaciones analizadas y síntesis de los resultados obtenidos. El diagrama en rosa representa la distribución del total de fracturas medidas (excluidas las fallas con estricciones).

mente contra los anteriores (Figs. 3 y 4B). En la mayoría de los casos las fracturas con una orientación entre N y ENE son anteriores a las fracturas de orientación E a SSE. En la figura 5A se muestra un diagrama en el cual se representan las 176 relaciones de corte entre los pares de fracturas en función de su orientación. El 94% de las relaciones de corte (136 datos) muestran que las

fracturas de orientación 000 a 075 son anteriores a las de dirección 090 a 165 (Fig. 5B).

En aquellos afloramientos en los que la familia NE no se encuentra subdividida en dos, el patrón de fracturación descrito constituye lo que se conoce como *estilo arquitectónico en H* (Hancock, 1985). En aquellos otros en los que se diferencian una subfamilia NNE y

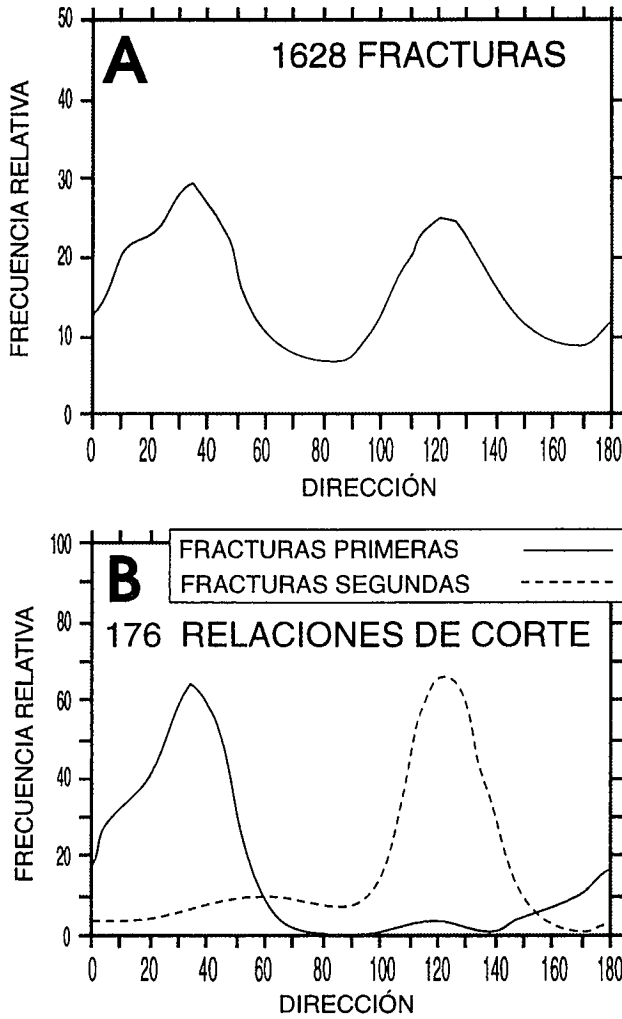


Figura 4.- A: Curva de frecuencia suavizada para el conjunto de las fracturas medidas. B: Idem para las fracturas en las que se han establecido una relación cronológica entre una familia primera y una segunda en virtud de sus relaciones de corte.

otra NE (estaciones 6, 8, 11, 15, 19 y 21) la familia SE se interrumpe indistintamente contra una u otra de las anteriores, dando lugar a un *estilo arquitectónico* en A (ver ejemplos de ambos tipos en Fig. 2A).

No todas las familias de fracturas presentan los mismos caracteres morfológicos e indicadores cinemáticos. Ya hemos señalado que algunas de ellas (66 observaciones en total) tienen componentes de movimiento en dirección registradas en el desplazamiento de cantos (Fig. 6A). Su correspondiente diagrama en rosa es el representado en la figura 6D, en el que se superponen la rosa de frecuencias total y las rosas parciales correspondientes a las fracturas con sentido de movimiento dextral y sinistral, respectivamente. El diagrama es claramente bimodal, y se observa cómo el máximo próximo al Norte corresponde mayoritariamente a fracturas de sentido dextral, mientras al máximo NE pertenecen la mayoría de las sinistralas. Este esquema representa, por tanto, un claro sistema de fallas direccionales conjugadas compatibles con un eje de esfuerzo máximo σ_1 orientado en la bisectriz de ambas (en torno a 025).

n = n² absoluto de relaciones de corte
N = porcentaje

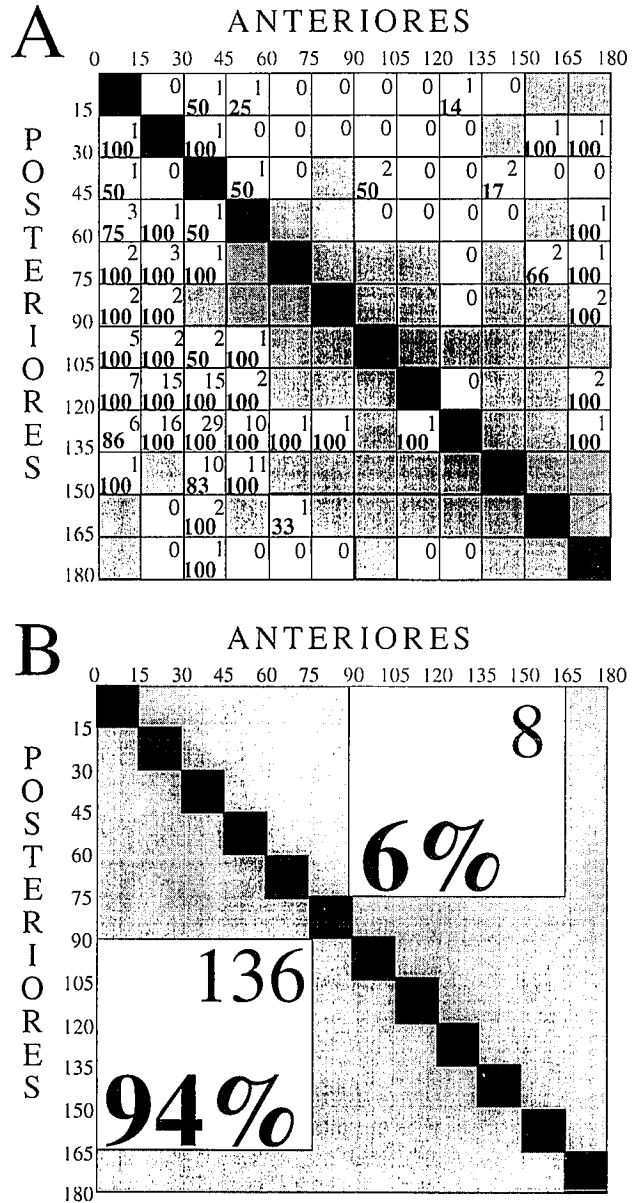


Figura 5.- A. Cronología relativa de las direcciones de fracturas a partir de las 176 relaciones de corte observadas en campo. En el extremo superior derecho de cada cuadrado se representa el número de datos y en el extremo inferior izquierdo el porcentaje con respecto a su relación contraria (localizada en el cuadrado simétrico respecto de la diagonal en negro). Los cuadraditos en gris suponen la no existencia de datos de relación de corte entre esas direcciones. Por ejemplo, entre fracturas de direcciones 135-150 y 030-045 se han observado un total de 12 relaciones de corte. De ellas, 10 (83%) indican que las 030-045 son anteriores a las 135-150, y 2 relaciones (17%) indican la cronología contraria. Para direcciones 135-150 y 045-060, en el 100% de los casos observados (11 relaciones) las fracturas 135-150 son posteriores. B. Diagrama sintético basado en el anterior, donde se representa las relaciones de corte entre las fracturas de orientación 090-165 (familia NW-SE) y 000-075 (familia NE-SW).

Aunque en número más pequeño, también algunas de las fracturas ESE a SE muestran este tipo de desplazamientos, si bien aquí no están tan claramente definidas

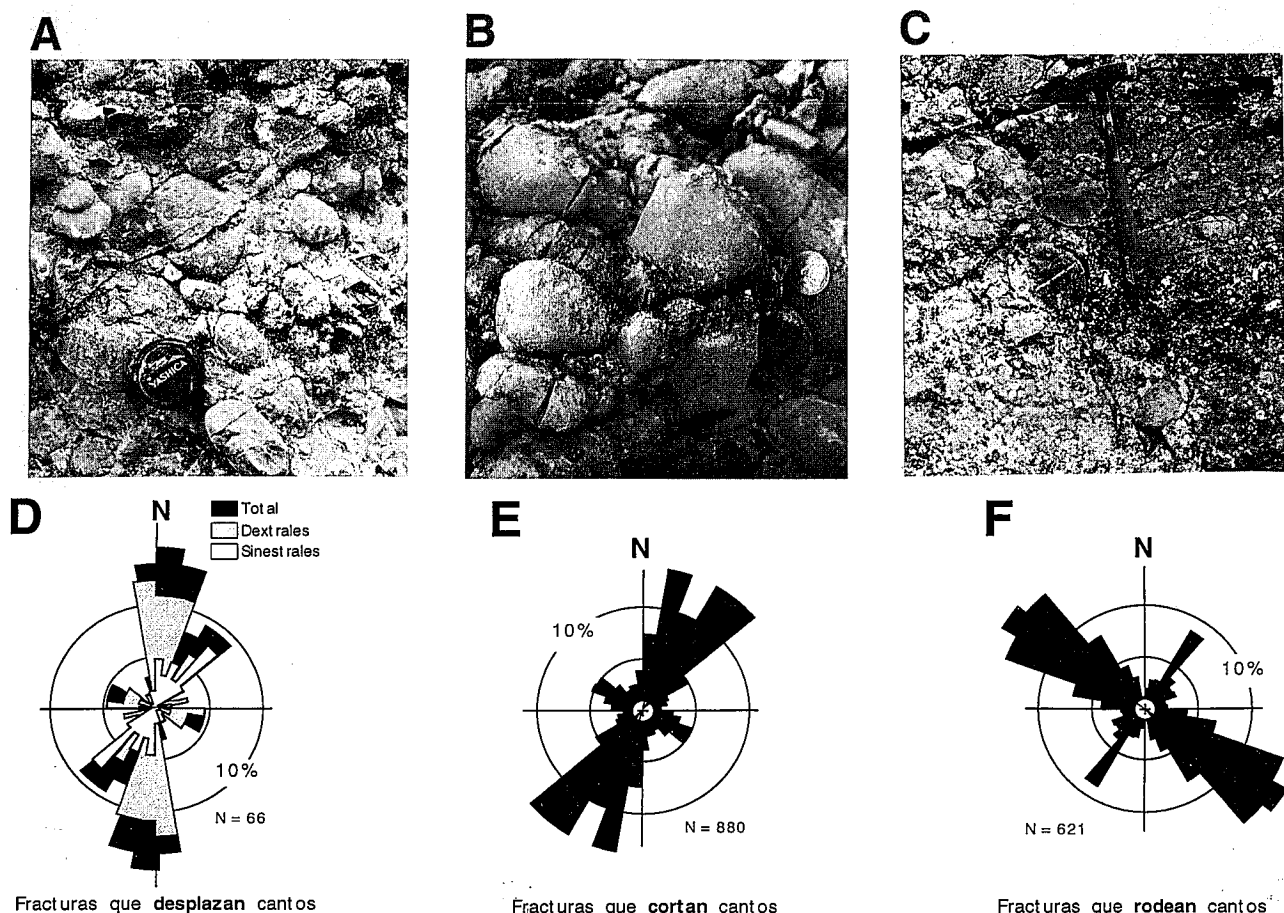


Figura 6.- Tipología de fracturas en los conglomerados de Gómara y su correspondiente distribución de orientaciones: **A y D)** Fracturas que desplazan cantos; **B y E)** Fracturas que cortan cantos sin desplazarlos; **C y F)** Fracturas que rodean cantos. N: Número de datos correspondientes a cada tipo de fracturas.

las dos familias conjugadas.

Hay otro tipo de fracturas que, aunque no desplazan cantos, sí tienen planos lisos que los cortan (Fig. 6B), característica común con los del tipo descrito en el párrafo anterior. La distribución de frecuencias (Fig. 6E) es muy similar a la anterior: dos máximos principales 015 y 040 y una familia minoritaria ESE a SE. Ello sugiere que este segundo tipo de fracturas puede tener el mismo significado que el primero (fracturas de cizalla de tipo direccional), con la única diferencia de que su salto es prácticamente nulo.

Finalmente, existe un tercer tipo de superficies de fractura de carácter más irregular que rodean los cantos del conglomerado sin atravesarlos (Fig. 6C). La gran mayoría de ellas se identifica con la familia SE, si bien también aparece un máximo relativo en 035 (Fig. 6F). Este último se sitúa dentro del diedro que forman las dos familias de fracturas de cizalla NNE y NE. Esta última circunstancia se observa no sólo en el conjunto global de los datos expresados en el diagrama, sino también en varias de las estaciones individuales analizadas (n^{os} 4, 10, 12, 15, 19). En cada una de ellas las fracturas que rodean cantos tienen dirección próxima a 030, mientras las que cortan cantos (incluidas algunas que, además, los desplazan) forman sendas familias

015-020 y 040-050. El mismo esquema se observa también en algunas estaciones (n^{os} 3, 4, 8, 10, 12) para las fracturas NW-SE, si bien en este caso las direcciones de los máximos son menos persistentes. Todas las características descritas mueven a interpretar este tercer tipo de fracturas como superficies de rotura tensional subparalelas al eje de esfuerzos σ_1 .

En resumen, el conjunto de fracturas medidas en los conglomerados de Gómara se agruparía en dos sistemas genéticos que se desarrollaron en el orden cronológico siguiente:

(1º) Un sistema formado bajo una compresión con σ_1 horizontal 030 y σ_2 vertical; está compuesto por una mayoría de fracturas de cizalla conjugadas, de direcciones medias 015 (dextrales) y 040 (sinestras), y una minoría de fracturas tensionales NNE.

(2º) Un sistema formado bajo estados de esfuerzo con un eje mayor horizontal (σ_1 ó σ_2) en torno a 120 y un σ_3 horizontal 030; está compuesto por unas pocas fracturas de cizalla conjugadas con bisectriz entre ESE y SE (compatibles con un σ_1 horizontal en esa dirección) y una clara mayoría de fracturas tensionales, también orientadas alrededor de 120, para las que no puede determinarse si σ_1 es horizontal o vertical.

Los sistemas conjugados con bisectriz tanto NNE

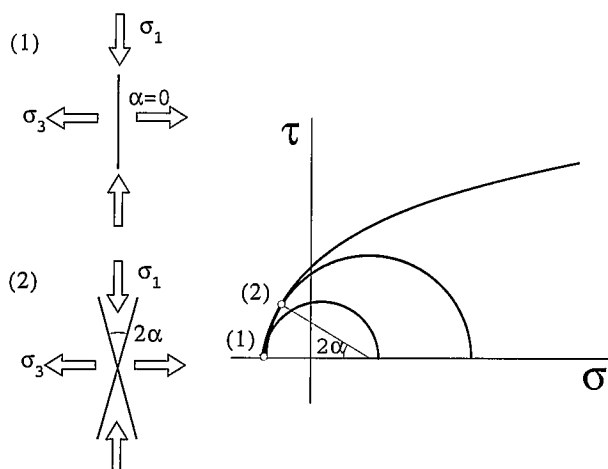


Figura 7.- Interpretación mecánica de los sistemas de fracturas de tensión (1) y cizalla (2), de acuerdo con el criterio de rotura de Mohr-Coulomb. (α : ángulo entre el plano de fractura y el eje σ_1).

como SE tienen en común algunos rasgos que refuerzan, desde el punto de vista mecánico, la coherencia de la interpretación expuesta. En primer lugar, el ángulo diedro 2α entre las familias de fracturas de cizalla puras es bastante constante y se encuentra comprendido entre 25° y 40° . Ello permite calcular un ángulo aparente de rozamiento interno para los conglomerados entre 50° y 65° . Este valor, más elevado que el que se obtiene normalmente a partir de ensayos de compresión simple en el laboratorio sobre muestras de conglomerado (aproximadamente 35° ; Barton y Choubey, 1977), encaja bien con otros hechos: (a) coexisten fracturas tensionales y fracturas de cizalla; (b) muchas de las fracturas de cizalla muestran asimismo una cierta componente de apertura, y (c) hay fracturas de características híbridas cuyas direcciones tienden a mezclarse con las familias principales. Todo ello sugiere que, en conjunto, estamos ante una fracturación híbrida de tensión-cizalla producida bajo condiciones de esfuerzo desviatorio pequeño y escasa carga litostática (Fig. 7). Valores de presión de fluidos relativamente altos justificarían que la mayor parte de los planos soporten probablemente componentes de esfuerzo normal efectivo de signo negativo (Secor, 1965; Engelder, 1985). El esquema es en todo análogo al interpretado para los sistemas de diaclasas que afectan al Mioceno calcáreo y detrítico de la Cuenca del Ebro (Arlegui y Simón, 1993).

Relaciones de los sistemas de fracturas con pliegues y campos de esfuerzos. Discusión

La relación entre el primer sistema de fracturas y los campos de esfuerzos regionales en la Cuenca de Almazán no ofrece ninguna dificultad. La compresión O30 con la que aquél es compatible se correspondería con el campo regional principal, representando una dirección intermedia entre la propia del campo principal N a NNE y la compresión ibérica. Por otro lado, la dis-

posición geométrica de los planos de fractura (subperpendiculares a las capas) y de los indicadores cinemáticos (paralelos a las mismas) sugiere que el sistema de fracturas N a NE es esencialmente anterior al plegamiento y basculadas con las capas. Todo ello induce a pensar que, dentro de la gran etapa orogénica, la fracturación se habría desarrollado fundamentalmente en los primeros estadios, bajo una dirección de compresión próxima al campo NNE. Más tarde se habrían formado los pliegues con una orientación oblicua a dicha compresión, condicionados probablemente por la reactivación de las estructuras de zócalo NW-SE propias de la Rama Aragonesa. Esto conlleva que no haya una relación geométrica clara entre fracturas y pliegues (ambos en general son oblicuos entre sí), si bien en última instancia sí existe entre ellos una relación genética indirecta.

Existen varias posibilidades en cuanto al origen y la interpretación tectónica de las fracturas NW-SE:

(1) Que el conjunto de fracturas tensionales y de cizalla (estas últimas, recordemos, muy minoritarias) representen un sistema análogo al formado por las N a NE, y tengan su origen en la compresión regional NW-SE ya citada en esta región por distintos autores (Simón Gómez, 1989; Maestro González y Casas Sainz, 1995; Casas Sainz y Maestro González, 1996). Además se han observado en campo estructuras frágiles (fallas-estación 16, y picos estilolíticos-estaciones 6 y 22) de cuyo análisis se han obtenido direcciones de compresión subhorizontales de orientación NW-SE, que corroboran la existencia de este campo de esfuerzos en el sector estudiado. Esta posibilidad explica tanto las fracturas de cizalla como las tensionales.

(2) Que sólo las fracturas de cizalla tengan ese origen compresivo, y que las tensionales (la inmensa mayoría) correspondan a *cross-joints* secundarias (Hancock, 1985) vinculadas al desarrollo de las fracturas N a NE. De este modo, su origen no estaría en otro campo de esfuerzos distinto, sino en perturbaciones internas del campo principal. Concretamente, podría tratarse de un intercambio de los ejes σ_1 y σ_2 al decrecer la compresión horizontal, al que seguiría otro intercambio entre σ_2 y σ_3 inducido por la presencia de las propias fracturas primarias N a NE (Simón *et al.*, 1988). Los *estilos arquitectónicos* en H y A como los observados en el sector Ojuel-Tozalmoro (Fig. 2B) son típicos de estas situaciones.

(3) Que las fracturas SE (tensionales y de cizalla) sean en realidad una consecuencia secundaria del plegamiento flexural, posibilidad que puede contemplarse a la vista del paralelismo que en muchos afloramientos mantienen con relación a los ejes de los pliegues. Las fracturas tensionales podrían relacionarse con la extensión propia de la charnela externa, e incluso las de cizalla podrían explicarse asimismo mediante el mecanismo de *anticlastic bending* (Ramsay, 1967), que conlleva un acortamiento paralelo al eje del pliegue en esa misma charnela externa. Esta tercera hipótesis es menos probable y se fundamenta sólo en el paralelismo

parcial que existe entre las bisectrices de los diedros de fracturas NW-SE y las trazas de los pliegues. Sin embargo, la edad anterior o temprana de esas fracturas respecto a dichos pliegues es un argumento en contra de la misma. Además, esta explicación únicamente serviría para la zona de charnela de los pliegues; sería necesaria una información más detallada acerca de la distribución de la fracturación a lo largo de los flancos y charnelas de los pliegues para evaluarla realmente. Dicha información es difícil de conseguir debido a la falta de continuidad de los afloramientos.

Conclusiones

Los conglomerados oligocenos del área de Gómara se encuentran deformados por un sistema de pliegues kilométricos NW-SE y una red de fracturas con dos direcciones preferentes: Una N a NE y otra SE. Las fracturas son en general anteriores a los pliegues y, dentro de ellas, la familia NE es anterior a la SE.

Los pliegues y las fracturas N a NE se formaron en el curso del periodo orogénico principal, bajo un campo compresivo cuya dirección pudo variar entre NNE (dirección más probable del campo externo o primario) y NE (atribuible a una desviación de esfuerzos a gran escala causada por los grandes accidentes NW-SE de la Cordillera Ibérica). En estadios tempranos, bajo un campo compresivo con σ_1 horizontal 030 y σ_2 vertical se formó un sistema de fracturas de cizalla conjugadas, de direcciones medias 015 (dextrales) y 040 (sinestras), a las que acompañan fracturas tensionales NNE. Posteriormente se desarrollaron los pliegues, con una orientación algo oblicua a la compresión primaria, condicionados probablemente por la reactivación de las fallas de zócalo NW-SE.

El sistema de fracturas NW-SE se habría formado esencialmente como respuesta a otro campo compresivo primario (la «compresión Guadarrama», de dirección NW-SE), con un desarrollo de estructuras de cizalla y tensionales semejante al descrito en el sistema anterior. Aunque en el caso de las fracturas de carácter tensional, algunas de ellas podrían estar asociadas a intercambios de los ejes de esfuerzos dentro del propio campo compresivo NNE.

Expresamos nuestro más sincero agradecimiento a los revisores anónimos y al editor principal Dr. Calvo Sorando. Este trabajo ha sido realizado en el marco de los proyectos JOU2-CT94-0308, financiado por la Comisión Europea, y PB93-1218, financiado por la DGICYT.

Bibliografía

Alvaro, M. (1975): Estilolitos tectónicos y fases de plegamiento en el área de Sigüenza (borde del Sistema Central y la Cordillera Ibérica). *Estudios Geol.*, 31: 241-247.
 Angelier, J. (1994): Fault slip analysis and palaeostress reconstruction. En: P. L. Hancock (Ed.). *Continental deformation*. Pergamon Press, Oxford: 53-100.
 Angelier, J. y Mechler, P. (1977): Sur une méthode graphique

de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: la méthode des dièdres droits. *Bull. Soc. géol. France* (7), t. XIX, (6): 1309-1318.
 Arlegui, L. E. (1992): Métodos de investigación aplicables a diaclasas. Ejemplos de Los Monegros, Cuenca del Ebro. *III Congreso Geológico de España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología*. Salamanca. Actas, T. I: 259-263.
 Arlegui, L. E. y Hancock, P. L. (1991): Interpreting joint systems from their architecture: Examples from the Ebro Basin. *22nd Ann. Meeting Tectonic Studies Group*. Edinburgh. Abstrat.
 Arlegui, L. E. y Simón, 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.
 Armijo, R. (1977): *La zone de failles de Lorca-Totana (Cordillères Bétiques, Espagne). Etude tectonique et neotectonique*. Thèse IIIème cycle. Univ. Paris VII: 98 p.
 Barton, N. y Choubey, V. (1977): The shear strength of rock joints in theory and practice. *Rock Mechanics*, 10: 1-54.
 Bevan, T.G. y Hancock, P. L. (1986): A late Cenozoic regional mesofracture system in southern England and northern France. *Jour. Geol. Soc. (London)*, 143: 355-362.
 Bond, J. (1996): Tecto-sedimentary evolution of the Almazán Basin, NE Spain. En: Friend, P.F. and Dabrio, C.J. (Eds.). *Tertiary basins of Spain: the stratigraphic record of crustal kinematics*. Cambridge University Press, Cambridge. 203-213.
 Carey, E. (1976): *Analyse numérique d'une modèle mécanique élémentaire appliqué à l'étude d'une population de failles: calcul d'un tenseur moyen des contraintes à partir des stries de glissement*. Thèse IIIème cycle. Univ. de Paris-Sud: 138 p.
 Casas A. M., Gil, I. y Simón, J. L. (1990): Los métodos de análisis de paleoesfuerzos a partir de poblaciones de fallas: sistemática y técnicas de aplicación. *Estudios Geol.*, 46: 385-398.
 Casas Sainz, A. y Maestro González, A. (1996): Deflection of a compressional stress field by large-scale basement faults. A case study from the Tertiary Almazán Basin (Spain). *Tectonophysics*, 255: 135-156.
 Cortés, A.L., Liesa, C.L., Simón, J.L., Casas, A.M., Maestro, A. y Arlegui, L. (1996): El campo de esfuerzos compresivo neógeno en el NE de la Península Ibérica. *Geogaceta*, 20(4), 893-896.
 De Vicente, G. (1988): *Análisis poblacional de fallas. El sector de enlace Sistema Central-Cordillera Ibérica*. Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid: 317 p.
 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. y 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.
 Etchecopar, A., Vasseur, G. y Daignières, M. (1981): An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensors from faults striation analysis. *Jour. Struct. Geol.*, 3 (1): 51-65
 Hancock, P. L. (1985): Brittle microtectonics: Principles and

- practice. *Jour. Struct. Geol.*, 7 (3/4): 437-457.
- Hancock, P. L. (1991): Determining contemporary stress directions from neotectonic joint systems. *Phil. Trans. Roy. Ast. Soc. London*, 337: 29-40.
- Hancock, P. L. y Engelder, T. (1989): Neotectonic Joints. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 101: 1197-1208.
- Hobbs, B. E., Means, W. D. y Williams, P. F. (1976): *An outline of structural geology*. John Wiley & Sons, Inc., New York: 518 p.
- Holts, T. B. y Foote, G. R. (1981): Joint orientation in Devonian rocks in the Northern portion of the lower peninsula of Michigan. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 92: 85-93.
- Maestro, A. (1994): *Las deformaciones alpinas en la Cuenca de Almazán (provincias de Soria y Zaragoza)*. Tesis de Licenciatura. Univ. de Zaragoza, 159 p.
- Maestro González, A. y Casas Sainz, A. (1995): Fracturación y estado de esfuerzos durante la compresión terciaria en la Cuenca de Almazán (Provincias de Soria y Zaragoza). *Rev. Soc. Geol. Esp.*, 8 (3): 193-214.
- Pegoraro, O. (1972): *Application de la microtectonique à un étude de neotectonique. Le golfe Maliaque (Grèce centrale)*. Thèse Illème cycle. U.S.T.L. Montpellier: 41 p.
- Price, N. J. y Cosgrove, J. W. (1990): *Analysis of geological structures*. Cambridge University Press, Cambridge: 502 p.
- Ramsay, J. G. (1967): *Folding and Fracturing of Rocks*. McGraw-Hill Book Com.: 588 p.
- Rives, T. (1992): *Mecanismos de formación de diaclases dans les roches sedimentaires*. Thèse de Doctorat. U.S.T.L., Montpellier II: 250 p.
- Secor, D. T. (1965): Role of fluid pressure in jointing. *Amer. Jour.Sci.*, 263: 633-646.
- Simón Gómez, J. L. (1986): Analysis of a gradual change in stress regime (example from the eastern Iberian Chain, Spain). *Tectonophysics*, 124: 37-53.
- Simón Gómez, J. L. (1989): *Memoria explicativa sobre la Tectónica del ciclo Alpino de la Hoja 379 (Gómara) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000*, ITGE.
- Simón, J. L., Serón, F. J. y Casas, A. M. (1988): Stress deflection and fracture development in a multidirectional extension regime. Mathematical and experimental approach with field stress. *Ann. Tectonicae* (II), 1: 21-32.
- Wise, D. U. y McCrory, T. A. (1982): A new method of fracture analysis: azimuth versus traverse distance plots. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 93: 889-897.

Manuscrito recibido el 17 de Abril de 1996

Aceptado el manuscrito revisado el 3 de Abril de 1997