

MINISTERIO DE INDUSTRIA

Y

ENERGIA

INSTITUTO TECNOLOGICO GEOMINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

ESCALA 1:50.000

INFORME COMPLEMENTARIO SOBRE LA TECTONICA ALPINA DE LA HOJA

379 (23-15)

GOMARA

J.L.Simón Gómez

(UNIVERSIDAD DE ZARAGOZA)

Noviembre-1988



HOJA N° 379. GOMARA

Tectónica alpina

J.L. SIMON GOMEZ y A.M. CASAS SAINZ.

Departamento de Ciencias de la Tierra.

Universidad de Zaragoza.

1. DESCRIPCION MACROESTRUCTURAL

La totalidad de la hoja de Gómara se halla incluida en la unidad estructural de la cuenca de Almazán, y ocupada exclusivamente por materiales terciarios y cuaternarios. De acuerdo con la distribución espacial de las distintas unidades terciarias aflorantes, cabe diferenciar en la hoja dos sectores: uno septentrional, donde predominan los materiales paleógenos, y otro meridional, en el que sólo aflora el Neógeno. La línea de contacto discurre a lo largo de la alineación de relieves que se extiende por el centro de la hoja, entre las localidades de Valdespina, Almarail, Sauquillo de Boñices, Castillo de Tierra y sur de Zárabes.

El Paleógeno se encuentra plegado con bastante intensidad, especialmente en el entorno de Gómara. Se trata de pliegues isopacos de desarrollo kilométrico y de dirección dominante entre 110 y 120° E, con flancos que presentan buzamientos máximos de entre 20 y 65°. Los flancos

septentrionales de las antiformas tienen en general mayor inclinación que los meridionales, lo cual confiere a los pliegues una cierta vergencia hacia el Norte. Cabe destacar como más importantes un anticlinal cuyo eje pasa por la localidad de Paredesroyas y presenta un cierre periclinal justo al W de Gómara, un sínclinal que discurre al N de esta localidad, y otro anticlinal y sínclinal que se extienden al SE de Aliud.

Hacia el W de la hoja las facies que afloran del Paleógeno son más arcillosas, dificultando la observación de la estratificación y, consiguientemente, de la estructura. No obstante, todavía se distinguen con claridad un anticlinal y un sínclinal a la altura de Rabanera del Campo, con buzamientos de flancos de hasta 35° y una dirección ENE sensiblemente distinta de la que domina en el sector de Gómara. No son éstos los únicos pliegues con orientación atípica. Al NW y NE de la localidad de Paredesroyas aparecen varios ejes de pliegues orientados también según ENE, sin bien son todos ellos de escasa longitud a excepción del que discurre por los altos del Coto. Al NE de Abión se observa un repliegue anómalo cuya traza axial se orienta según NE, y que parece alterar la disposición normal del flanco sur de un anticlinal de dirección 120. Al menos en este último caso, la geometría de la estructura de superposición resultante sugiere que los ejes NE son posteriores a los de la familia dominante ESE.

En la mitad meridional de la hoja no se reconoce ya ningún eje de pliegue, pero sí un buzamiento sistemático hacia el S o SSW de toda la serie terciaria, cuyo valor tiende a ir disminuyendo progresivamente en ese mismo sentido. Se pasa así, sin apreciarse prácticamente ninguna discordancia angular, de los materiales paleógenos a los neógenos de la parte meridional de la hoja. En estos últimos se mantiene la inclinación de

las capas hacia el Sur, aunque con valores más pequeños (hasta 5° en la parte occidental y hasta 15-20° en el resto). Existen áreas donde la estratificación llega a ser completamente horizontal, sobre todo en el Mioceno superior del límite meridional de la hoja (área al Sur de Nepas-Nolay-Bliecos).

Así descrita, la estructura del tránsito Paleógeno-Neógeno en esta área no es sino la prolongación de la misma discordancia progresiva que se observa perfectamente desarrollada en las vecinas hojas situadas al E y SE: Borobia, Torrijo de la Cañada y Alhama de Aragón. La única diferencia es que en estas últimas se aprecia claramente su relación con los pliegues de dirección 140 a 150 del borde de la Cordillera Ibérica, mientras aquí ese borde se difumina y la dirección de las estructuras pasa a ser más próxima a E-W. En la figura 1 se representa un corte de la estructura de conjunto del área en dirección subperpendicular a los pliegues principales.

Ni en los depósitos detriticos de probable edad Plioceno superior-Cuaternario antiguo (?) que aparecen en el área al Sur de Lubia, en el límite occidental de la hoja, ni en las terrazas cuaternarias del Duero se ha observado ningún tipo de deformación.

2. DATOS MICROESTRUCTURALES

La ausencia de formaciones carbonatadas mesozoicas en la hoja ha impedido casi por completo la localización de afloramientos donde poder observar y medir microestructuras frágiles (estilolitos, microfallas,

juntas de extensión...) con el fin de profundizar en el conocimiento de las sucesivas etapas tectónicas habidas en el área y en sus mecanismos de deformación. Un rastreo prolongado por los niveles de conglomerados calcáreos, tanto paleógenos como neógenos basales, ha aportado algunos datos microestructurales acerca de la compresión que afectó a estos materiales.

Se han medido numerosas fracturas, con y sin desplazamientos relativos aparentes, en varios afloramientos de conglomerados situados al sur de Gómara (área de Abion - Zárabes). Es esta una zona en la que la fotografía aérea de escala 1:33.000 revela la existencia de una densa red de fracturación, con una familia dominante N a NNE y otra transversa menos desarrollada, que, en lo esencial, han sido confirmadas a escala de afloramiento. En la figura 2 aparecen representados en sendos estereogramas los planos de fractura medidos en tres de estos afloramientos (estaciones 1, 2 y 3), junto con dos rosas de fracturas correspondientes a localidades donde no afloraban bien los planos y sólo han podido determinarse sus direcciones (estaciones 4 y 5). En la estación 1, situada en el Km 22 de la carretera que va de Gómara a Serón de Nágima, aparecen dos familias dominantes de fracturas, NE y SE, con longitudes entre métricas (como la que puede verse en la figura 3.A) y hectométricas. En algunas de ellas se han observado pequeños desplazamientos afectando a cantos individuales (figuras 3.B y C) que indican sentidos de movimiento sínestrales en diaclasas de orientación NE y dextrales en una de orientación SE. En esta estación aparecen además numerosos cantos parcialmente disueltos por juntas estilolíticas que presentan picos horizontales de dirección NE-SW (fig. 3.D). Unas estructuras y otras no pueden ser singenéticas, puesto que mientras las dos familias de fracturas de cizalla son compatibles con un eje de compresión cercano a N-S, los

estílolitos lo son con uno NE-SW (fig. 2.1). En uno de los cantes disueltos puede observarse que una fractura con desplazamiento sinestral corta y desplaza a la superficie estílolítica (fig. 3.E), lo cual sugiere, a falta de otros indicadores más fiables, que la compresión en dirección NE es anterior a la N-S.

En las fracturas halladas en las demás estaciones no han podido determinarse en ningún caso los sentidos de movimiento. En todas ellas se cumple que la linea de corte entre las familias con diferentes orientaciones es subperpendicular al plano de estratificación, pero las orientaciones de dichas familias varían ligeramente de unos puntos a otros. En la estación 2 (carretera de Zárabes) se mantiene la fracturación con orientación SE, pero la otra familia presenta dirección E-W. En la estación 3, situada unos 2 Km al S de Abión, las direcciones dominantes son también NW y NE, pero existe un número importante de fracturas en direcciones intermedias.

En las estaciones 4 y 5 se han medido únicamente las líneas de fractura sobre la superficie del terreno, más o menos coincidentes con los accidentes visibles en la fotografía aérea. En ambos casos aparece una familia principal N a NNE y otra secundaria ESE. La familia N-S de la estación 5 se observa en la fotografía aérea desplazando en sentido sinestral algunas capas, lo cual significa que sería compatible con una dirección de compresión en torno a NW-SE, distinta de las dos encontradas en la estación 1.

En los materiales neógenos, especialmente en los más recientes, se ha detectado una fracturación sistemática según direcciones bastante persistentes, aunque siempre sin estrias de fricción sobre los planos. Se

trata de fracturas o diaclasas con un probable origen extensional. Estas han sido analizadas en dos estaciones, una de ellas en el límite meridional de la hoja (estación 6) y otra situada unos 3.5 Km. al sur del mismo, en la vecina hoja de Morón de Almazán (estación 7). Los diagramas en rosa correspondientes a dichas estaciones se incluyen también en la figura 2. En ambas se observa el mismo esquema de fracturación: dos familias mutuamente perpendiculares, una NNW y otra próxima a ENE, además de otra N-S. Estos resultados son muy similares a los hallados por Simón Gómez (1988) en el centro de la Depresión del Ebro, en unos materiales y una situación estructural también análogos, lo que nos permitirá ensayar una interpretación de este sistema de fracturas dentro de un campo de esfuerzos regional de tipo distensivo.

3. INTERPRETACION TECTONICA.

Esta variación en las direcciones de compresión compatibles con las microestructuras del área es reflejo de las variaciones del campo de esfuerzos compresivo a escala regional, detectado con mayor precisión en las hojas vecinas, entre NNE y NW-SE.

Las principales estructuras compresivas son los pliegues de dirección 110-130 que afectan al Paleógeno de la mitad norte de la hoja. Esta dirección de plegamiento no coincide exactamente con la dominante

en el ámbito de la Cordillera Ibérica y su borde con la Cuenca de Almazán, donde las estructuras se orientan en torno a 140-150. En la cercana hoja de Torrijo de la Cañada existen pliegues orientados según 110-120 que parecen constituir una generación distinta de la 150, que coexiste con ésta pero parece desarrollarse hasta tiempos algo más tardíos. En efecto, el cese de la actividad de los primeros se sitúa probablemente en el inicio del Mioceno, ya que en el tránsito de las capas sin- a postectónicas de la discordancia progresiva que forma el límite de la Cordillera Ibérica con la Cuenca de Almazán se ha encontrado fauna del Ageniense (Yacimiento de Cetina: DAAMS, 1976). Por el contrario, los pliegues ESE afectan aún a una parte importante de la serie miocena. Esto último también parece ocurrir, aunque muy tenuemente, en la hoja de Gómara, a juzgar por los buzamientos sistemáticos que presenta la serie neógena en la parte sur de la misma. En la hoja contigua de Morón de Almazán también se han reconocido varios ejes de pliegues con la misma dirección ESE.

Todo lo anterior no significa que los pliegues de Gómara puedan atribuirse, sin más, a esa posible *segunda generación* de pliegues, máxime cuando todos ellos no afectan más que al Paleógeno. Es probable que el desarrollo de una y otra dirección de plegamiento haya sido simultáneo durante un cierto lapso de tiempo, y que los pliegues de Gómara se sitúen en el tránsito espacial entre las estructuras 150 que forman el borde de la Cuenca de Almazán en el sector de Alhama-Torrijo y las E-W que dominan en el sector de Soria.

Capítulo aparte lo constituyen los pliegues transversos ENE y NE, que sí parecen corresponder a una etapa posterior de plegamiento, a juzgar por la geometría de sus interferencias.

Las microestructuras compresivas relacionables con estas familias de pliegues son ciertamente escasas en el ámbito de la hoja. De todos modos, los datos obtenidos están en perfecta concordancia con los procedentes de hojas vecinas donde tales microestructuras se han encontrado de forma abundante tanto en los materiales mesozoicos como en ciertos tramos calcáreos del Mioceno basal. En general se detecta una compresión NE a ENE seguida de otra más norteada (entre 000 y 030), ambas representadas por estilolitos de picos subhorizontales y sistemas de microfallas direccionales e inversas. También aquí se ha encontrado (estación 1) una compresión 040 (estilolitos) que parece ser anterior a la 010 que indican las fracturas conjugadas. En áreas vecinas, analizando poblaciones de microfallas mediante métodos estadísticos como el de ETCHECOPAR et al. (1981) y el diagrama y-R de SIMON GOMEZ (1986), se han reconstruido los tipos de elipsoides de esfuerzos que corresponden a cada una de dichas etapas. En general, para la primera aparecen estados de compresión triaxial (σ_3' vertical) a uniaxial ($\sigma_2' \approx \sigma_3'$), mientras la segunda suele ser una compresión en régimen de desgarre (σ_2' vertical).

La primera de estas etapas compresivas corresponde a la que es sin duda la principal en toda la Cordillera Ibérica, desarrollada regionalmente a lo largo de un dilatado periodo de tiempo que abarcaría desde mediados del Paleógeno hasta el Mioceno basal, pero con un máximo diastrófico probablemente situado en el Oligoceno superior (VIALLARD y GRAMBAST, 1970; AGUIRRE et al, 1976; ADROVER et al., 1983). También la segunda compresión, de edad ya miocena inferior, tiene su correlación en otras muchas áreas de la cordillera, casi siempre con una dirección próxima a N-S: entre 000 y 030 se sitúa en el borde N de Cameros (CASAS, 1987) y en el sector occidental de la Depresión del Ebro (GRACIA y SIMON,

1986); en la Rama Castellana se orienta N-S (CAPOTE et al., 1982), mientras en la parte centro-oriental de la cadena su dirección dominante es más bien SSE (SIMON, 1984; CASAS, 1985; SIMON y PARICIO, 1988).

También se han detectado en algunos afloramientos de la región microestructuras que reflejan una compresión SE a SSE, que en algunos casos aparece como temprana mientras en otros es tardía respecto a las que se sitúan en el cuadrante NE. Dentro de la Rama Castellana es común encontrar una compresión 150 cuya edad es paleógena temprana (ALVARO, 1975; CAPOTE et al., 1982; MANERA, 1982). Sin embargo, acabamos de señalar que en el sector centro-oriental de la cadena es esa misma la dirección dominante de la compresión miocena. Cabe la posibilidad de que ésta llegue a coexistir y/o alternar repetidamente con la compresión principal NE (ALFARO, 1987; DE VICENTE, 1988).

En el área de Gómara también parece actuar una compresión tardía de esa dirección, que podría explicar la presencia tanto de los pliegues NE superpuestos a los ESE como los movimientos sinestrales sobre fallas N-S al Sur de Abion. Estas últimas se sitúan contiguas y paralelas a un cierto lineamiento morfoestructural coincidente con la vaguada que se extiende entre Ledesma y el Km 22 de la carretera a Serón de Nágima, y al cual se asocian otros dos rasgos importantes: el pliegue NE de Abión-Ledesma y una suave inflexión de la serie isoclinal paleógena al sur de Abión-Zárabes. Esta última hace que la dirección de las capas cambie de ESE a E-W, y no tiene explicación lógica dentro de lo que parece ser la geometría general del plegamiento paleógeno. Todos estos elementos sugieren la hipótesis de que en niveles inferiores, y coincidiendo con dicho lineamiento, puede existir un falla N-S sinestral. Tanto ésta como las estructuras asociadas que hemos citado son compatibles con la compresión SE.

Durante el Neógeno, y siendo su desarrollo en general posterior al de las etapas compresivas descritas anteriormente, domina en la región, al igual que en el conjunto de todo el NE peninsular, un régimen tectónico de tipo distensivo. De éste sí existe, aunque no del todo completo, reflejo a escala microestructural dentro de los límites estrictos de la hoja. Nos referimos a los sistemas de fracturas extensionales hallados en las estaciones 6 y 7, formados esencialmente por parejas de familias mutuamente perpendiculares. Si se tratase únicamente de datos aislados podría considerarse como excesivamente arriesgada una interpretación de los mismos en términos de un paleocampo de esfuerzos. Sin embargo, se da la circunstancia de que el patrón de fracturación observado aquí coincide con el que aparece en muchos puntos de la Cordillera Ibérica y la Depresión del Ebro. En las áreas no influidas por grandes fallas distensivas de escala cartográfica, como es el caso de la Depresión del Ebro y también de la de Almazán, las dos familias dominantes de fracturas se orientan sistemáticamente en direcciones próximas a N-S y E-W. Este hecho mueve a considerarlas como producto de un campo distensivo que, al menos en estas áreas, presenta unas trayectorias de esfuerzo bastante precisas según esas mismas direcciones, y que correspondería a un régimen de distensión de tipo "radial" o "multidireccional" ($\sigma_2 \approx \sigma_3$, ambos horizontales) (SIMON GOMEZ, 1988). Dentro de tal régimen, la aparición de fracturas extensivas según dos direcciones distintas y mutuamente perpendiculares se explicaría por el intercambio de los ejes σ_2 y σ_3 , debido a la similitud de sus valores y a la redistribución de esfuerzos causada por la aparición de la primera familia de discontinuidades (SIMON et al., 1988).

En diversos puntos de las hojas vecinas se han interpretado estados de paleoesfuerzo distensivos a partir del análisis de poblaciones de fallas normales en materiales del Mioceno inferior-medio, más antiguos en general que aquéllos en los que ubican las estaciones de esta hoja. Siempre presentan un eje de extensión horizontal σ_3 próximo a E-W (frecuentemente ENE), en un régimen de distensión triaxial (σ_1 vertical > σ_2 > σ_3). A pesar de la diferente forma del elipsoide de esfuerzos, y salvando el problema de los posibles intercambios de σ_2 y σ_3 en la horizontal, este hecho resulta coherente con el modelo esbozado en el párrafo anterior, puesto que ambos campos de esfuerzo resultan coaxiales. También lo son con respecto a muchos de los elipsoides de compresión del Mioceno inferior, con la sola condición de intercambiar los respectivos ejes σ_1 y σ_2 . Ello sugiere un modelo de evolución general del campo de esfuerzos neógeno según el cual podría pasarse de una compresión N-S a una distensión triaxial según E-W de forma progresiva por intercambio de σ_1 y σ_2 (fenómeno que parece ser habitual en todo el cuadrante NE de la Península: SIMON, 1984, 1986; GUIMERA, 1984; GRACIA Y SIMON, 1986), y posteriormente a una distensión radial sin variar apenas la orientación de los tres ejes de esfuerzos.

BIBLIOGRAFIA.

- Adrover, R.; Feist, M.; Ginsburg, L.; Guerin, C.; Hugueney, M. y Moissenet, E. (1983): Les formations continentales paléogènes de la Sierra Palomera (province de Teruel, Espagne) et leur place dans la biostratigraphie tertiaire des Chaines Ibériques orientales. Bull. Soc. géol. France, (7), 25 (3), 421-431.
- Aguirre, E.; Diaz Molina, M. y Pérez-González, A. (1976): Datos paleomastológicos y fases tectónicas en el Neógeno de la Meseta Sur española. Trab. Neog. Cuaternario, 5, 7-29.
- Alfaro, J. A. (1987): Sobre la tectónica frágil y neotectónica del NE de la Sierra de Albarracín. Tesis Lic. Univ. Zaragoza, 120 pp.
- 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 (3-4), 241-247.
- Capote, R.; Diaz, M.; Gabaldón, V.; Gómez, J.J.; Sánchez de la Torre, L.; Ruiz, P.; Rosell, J.; Sopeña, A., y Yebenes, A. (1982): Evolución sedimentológica y tectónica del Ciclo Alpino en el tercio noroccidental de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. Temas Geológico-Mineros, IGME, Madrid, 290 pp.
- Casas Sainz, A. (1985): Ánálisis de la deformación frágil en el área de Alcaine (Teruel). Tesis de Licenciatura, Univ. Zaragoza, 162 pp.

- Casas Sainz, A. (1987): El estado de esfuerzos durante el Terciario en la Depresión de Arnedo (La Rioja). Acta Geol.Hisp. (en prensa).
- Daams, R. (1976): Miocene Rodents (Mammalia) from Cetina de Aragón (prov. de Zaragoza) and Buñol (prov. Valencia), Spain. Kon. Ned. Akad. Wet. Proc. Series B, 79 (3), 152-182.
- De Vicente, G. (1988): Ánalisis poblacional de fallas. El sector de enlace Sistema Central-Cordillera Ibérica. Tesis Doctoral. Univ. Complutense de Madrid. 317 pp. (Inédito).
- Etchecopar, A.; Vasseur, G. & Daignières, M. (1981): An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensors from fault population analysis. J. Struct. Geol., 3 (1), 51-65.
- Gracia Prieto, F.J. y Simón Gómez, J.L. (1986): El campo de fallas miocenas de la Bardenas Negras (provs. de Navarra y Zaragoza). Bol. Geol. Min., 97(6), 693-703.
- Guimerà, J. (1984): Palaeogene evolution of deformation in the northeastern Iberian Peninsula. Geol. Mag., 121 (5), 413-420.
- Manera Bassa, A. (1982): Determinación de cuatro fases de deformación en el extremo suroccidental de la Sierra de Altomira. Estudios Geol., 37, 233-243.

Simón Gómez, J.L. (1984): Compresión y distensión alpinas en la Cadena Ibérica oriental. Tesis Doctoral, Univ. Zaragoza. Publ. Instituto de Estudios Turolenses, Teruel, 269 pp.

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. y Paricio Cardona, J. (1988): Sobre la compresión neógena en la Cordillera Ibérica. Estudios Geol. (en prensa).

Simón Gómez, J. L. (1988): Late Cenozoic stress field and fracturing in the Iberian Chain and Ebro Basin (Spain). J. Struct. Geol. (en prensa)

Simón, J.L., Serón, F.J. y Casas, A.M. (1988): Stress deflection and fracture development in a multidirectional extension regimen, mathematical and experimental approach with field examples. Annales Tectonicae, 2(1)

Viallard, P. y Grambast, L. (1970): Sur l'âge post-Stampien moyen du plissement majeur de la Chaîne Ibérique Castillane. C. R. Acad. Sc. París, 291 (D), 873-876.

PIES DE FIGURAS.

Figura 1. Corte geológico. Coordenadas U.T.M. de los extremos: A: 30TWL560950; A': 30TWM670130. Unidades: t_1 : Paleógeno; t_2 : Neógeno; q: Cuaternario.

Figura 2. Representación de los datos microestructurales obtenidos en la hoja. Coordenadas U.T.M. de las estaciones de toma de medidas: Estación 1: 30TWL661000. Estación 2: 30TWM668020. Estación 3: 30TWM638014. Estación 4: 30TWM603023. Estación 5: 30TWM636006. Estación 6: 30TWL946534. Estación 7: 30TWL517912. Símbolos de los estereogramas: 1: Ciclográfica de fractura. 2: Sentido de movimiento de falla. 3: Pico estilolítico. 4: Polo de estratificación. En las rosas de las estaciones 4 a 7 el círculo central representa un 5% de fracturas para divisiones de 10°. Las flechas indican las direcciones de compresión obtenidas a partir de las microestructuras.

Figura 3. Fotografías de las microestructuras encontradas en los conglomerados paleógenos de la estación 1. A: Fractura en conglomerados con sentido de movimiento sinestral, que llega a romper algunos cantes sobre los que puede observarse el sentido de desplazamiento. B y C: Detalles de dos de estos cantes fracturados, ambos por fallas con sentido de movimiento sinestral. D: Cantes calcáreos que han sufrido una fuerte disolución por presión; las juntas estilolíticas presentan picos subhorizontales de dirección NE. E: Canto calcáreo que presenta una junta estilolítica con picos subhorizontales en dirección NE, afectada a su vez por una fractura sinestral de la misma orientación.





