

ANÁLISIS TECTOSSEDIMENTARIO DEL TERCIARIO DE CUEVAS DE CAÑART (PROV. TERUEL)

A. GONZALEZ, G. PARDO, J. VILLENA Y B. MARTINEZ

TRABAJOS DE GEOLOGÍA González, A., Pardo, G., Villena, J. y Martínez, B. (1985).—Análisis tectosedimentario del Terciario de Cuevas de Cañart (Prov. Teruel). *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, 15, 169-176. ISSN 0474-9588.



El análisis tectosedimentario del Terciario del sinclinorio de Cuevas de Cañart ha permitido la identificación de cuatro U.T.S. Su correlación con áreas más occidentales y septentrionales permite datarlas como Paleoceno terminal-Oligoceno basal, Oligoceno inferior, Oligoceno superior-Ageniense y Aragoniense.

El análisis de los rasgos tectónicos ha puesto de manifiesto la existencia de estructuras con las siguientes orientaciones: N-S (Paleoceno terminal-Oligoceno basal), E-W (Oligoceno inferior), NE-SW (Post-Oligoceno inferior pre-Oligoceno superior) y ENE-WSW (Oligoceno superior-Aragoniense basal). Las dos primeras obedecen a compresiones aproximadamente E-W. Las dos últimas responden a fases compresivas aproximadamente N-S.

The tectosedimentary analysis of the Tertiary of Cuevas de Cañart synclinerium allows to recognise four tectosedimentary units (T.S.U.) Their correlation with more western and northern areas enables to date them as Late Paleocene-Early Oligocene, Lower Oligocene, Upper Oligocene-Lower Miocene and Middle Miocene.

The analysis of tectonic features permits to infer the existence of four structural alignments with orientations N-S (Late Paleocene-Early Oligocene), E-W (Lower Oligocene), NE-SW (post-Lower Oligocene, pre-Upper Oligocene) and ENE-WSW (Upper Oligocene-Middle Miocene).

The alignments N-S and E-W are due to regional compressions approximately E-W. The others respond to compressional phases approximately N-S.

Angel González, Gonzalo Pardo y Joaquín Villena, Departamento de Estratigrafía, Universidad de Zaragoza. Begoña Martínez. Cátedra de Ciencias Naturales, Escuela Universitaria de Formación del Profesorado de E.G.B., Zaragoza. Manuscrito recibido el 21 de enero de 1985.

INTRODUCCION

SITUACIÓN GEOGRÁFICA Y GEOLÓGICA

La localidad de Cuevas de Cañart se encuentra en la comarca del Maestrazgo, al NE de la provincia de Teruel.

Geológicamente se sitúa en la región occidental de la zona de enlace entre la Cordillera Ibérica y la Cordillera Costero-Catalana, zona en la que intersectan fallas de zócalo de dirección ibérica con fallas de zócalo de dirección catalana (Fig. 1).

Estructuralmente esta zona queda caracterizada por la coexistencia de dos direcciones principales de plegamiento (ibérica y catalana), cuyas estructuras enlazan unas con otras dando como resultado una traza cartográfica en forma de doble uve.

El afloramiento Terciario de Cuevas de Cañart constituye un pequeño sinclinorio, fallado en su núcleo, de dirección aproximada NE-SW.

ANTECEDENTES

El área que nos ocupa se ubica dentro de una región de la Cordillera Ibérica relativamente bien conocida, pues son abundantes los trabajos existentes sobre dicha región, desde el punto de vista estratigráfico y/o desde el punto de vista estructural.

En lo referente a los aspectos estratigráficos del Terciario, las primeras divisiones son establecidas por Fallot y Bataller (1926 a). Dichos autores separan un «Terciario antiguo», plegado, de un «Terciario reciente» atribuyendo el «Terciario antiguo» al Estampiense en base a los hallazgos fosilíferos que estos autores reali-

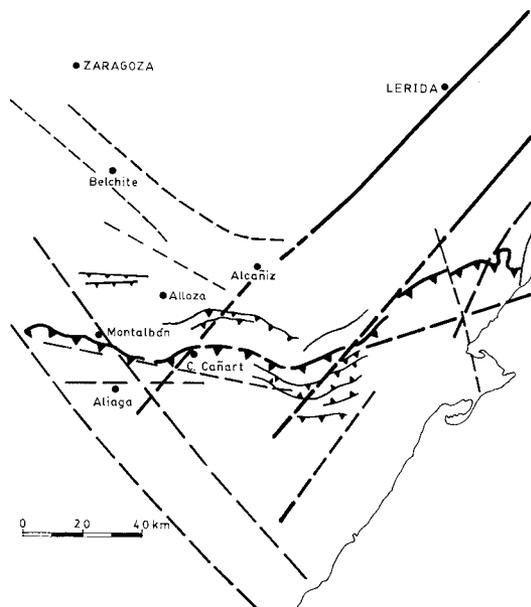


Fig. 1.-Esquema de situación.

zaron en Montalbán. Años más tarde Ashauer y Teichmüller (1935) dividen la serie terciaria, en función de criterios diastróficos, en Oligoceno y Mioceno, diferenciando en el Mioceno dos tramos, uno inferior plegado y otro superior discordante. Estas divisiones prácticamente han permanecido hasta nuestros días, pues en trabajos regionales posteriores como los de Solé *et al.* (1972) y Canerot (1974) se separa un Paleógeno (Eoceno-Oligoceno) y un Neógeno (Mioceno).

En cuanto al área de Cuevas de Cañart, Canerot (*op. cit.*) señala la existencia de «capas oligocenas cubiertas primero en concordancia y luego en discordancia angular, por masas conglomeráticas pertenecientes al Mioceno». Finalmente Canerot y Pignatelli (1979) en su cartografía de esta zona distinguen tres conjuntos que atribuyen al Paleoceno, Oligo-Mioceno y Chattiense-Mioceno respectivamente.

Desde el punto de vista estructural, ya desde los trabajos de Fallot y Bataller (1926 b) se conoce la existencia en este sector de la Cordillera Ibérica de tres direcciones de pliegues, E,W, NW-SE y NE-SW, hecho este que en los trabajos estructurales mas recientes, entre los que destacan los de Viallard (1978, 1979 y 1980), Canerot (1981), Simón (1981) y Guimerá (1983)

se atribuye a la sucesión de varias fases de plegamiento, sin que exista total unanimidad en cuanto a la interpretación y génesis de dichas estructuras.

De estos trabajos sólo Simón (*op. cit.*) hace alusión al sector de Cuevas de Cañart, indicando que las estructuras NE-SW presentes en este sector pertenecen a una fase posterior a la fase principal (estructuras NW-SE).

ESTRATIGRAFIA

CARACTERIZACIÓN DE UNIDADES

En el área de Cuevas de Cañart se han diferenciado cuatro unidades, limitadas por rupturas sedimentarias en el sentido de Pérez *et al.* (*in litt.*) y caracterizada cada una de ellas por una evolución vertical determinada e invariable en el ámbito de la cubeta. Estos dos hechos configuran a dichas unidades como unidades tectosedimentarias en el sentido de Megías (1982).

Primera Unidad:

Aflora en el sector suroccidental del sinclino, adosada a los flancos mesozoicos (Fig. 2). Litológicamente está constituida por una sucesión de conglomerados grises con clastos calcáreos y conglomeráticos, lutitas rojas y calizas beige y rosadas, integrando una evolución granodreciente (Fig. 3). Sedimentológicamente responde al depósito en aparatos aluviales de escaso desarrollo, relacionados lateralmente con áreas lacustres. Su potencia máxima es de 25 m y las medidas de paleocorrientes indican aportes desde el E.

a) Límite inferior:

Esta unidad se apoya sobre un conjunto de margas de tonos dominantes verdosos y grises que intercalan niveles de yesos y de calizas con Charáceas y en cuyo techo, localmente, se presenta un nivel de reducida potencia de lutitas rojas. Este conjunto margoso es atribuido por Canerot y Pignatelli (*op. cit.*) al Senoniense-Paleoceno.

Este límite inferior, a escala de afloramiento, se manifiesta como una ruptura sedimentaria, que viene dada por el salto secuencial que representa la aparición de conglomerados sobre

los materiales margosos subyacentes, marcando un cambio neto en las condiciones energéticas del medio de sedimentación. A mayor escala este límite se reconoce como una disconformidad, ya que los conglomerados basales de la unidad se apoyan sobre diversos términos del conjunto margoso subyacente, erosionando en amplios sectores las lutitas rojas que coronan dichas margas.

Estas lutitas rojas, por su parte, presentan un contacto neto con las margas grises y verdosas que constituyen mayoritariamente el Senonien-Paleoceno. Dicho contacto puede representar un cambio neto en las condiciones químicas del medio de sedimentación y por tanto poseer carácter de ruptura sedimentaria.

b) Límite superior:

A escala de afloramiento, ruptura sedimentaria bajo la segunda unidad; ruptura que a escala cartográfica se revela como una discordancia. Discordancia angular bajo las restantes unidades.

Segunda Unidad:

Aflora en la totalidad del sinclinorio ocupando su núcleo (Fig. 2). Litológicamente está constituida por un tramo basal de conglomerados grises de clastos calcáreos con intercalaciones de lutitas rojas que presenta hacia su techo niveles de areniscas amarillentas, un tramo intermedio de calizas versicolores y beige con intercalaciones de lutitas ocre y rojas y uno superior compuesto por una alternancia de lutitas rojas y conglomerados grises de cantos calcáreos. Esta sucesión de tramos integra una evolución cíclica compleja con el hemicyclo inferior granodecreciente y el superior granocreciente, estando este último a su vez constituido por megasecuencias también granocrecientes. El ciclo es asimétrico, con mayor desarrollo del hemicyclo superior (Fig. 3).

Sedimentológicamente responde a la sedimentación en abanicos aluviales que lateralmente se relacionan con áreas palustres-lacustres. Las zonas proximales de dichos abanicos están representadas por depósitos conglomeráticos de *stream flood* y de *braided stream*, mientras que en las distales se reconocen sistemas fluviales arenosos de baja energía, con desarrollo de superficies de acreción.

Su potencia máxima es de 470 m y las paleocorrientes medidas indican aportes desde el N.

a) Límite inferior:

A escala de afloramiento el límite inferior se reconoce como una ruptura sedimentaria que se manifiesta como un cambio brusco en las condiciones energéticas del medio. A escala cartográfica, este límite se presenta como una discordancia, ya que la unidad se apoya erosivamente sobre diversos términos inferiores, progresivamente más antiguos conforme nos desplazamos hacia el E. En esta misma dirección la unidad manifiesta un carácter expansivo (geometría en *onlap*).

b) Límite superior:

Discordancia angular bajo las restantes unidades.

Tercera Unidad:

Aflora en el sector nororiental del sinclinorio (Fig. 2). Litológicamente está constituida por conglomerados grises de cantos calcáreos con intercalaciones de lutitas rojas, integrando una evolución cíclica con el hemicyclo inferior granodecreciente y el superior granocreciente. Esta ciclicidad se manifiesta igualmente en la potencia de los niveles conglomeráticos (Fig. 3). Sedimentológicamente responde a la sedimentación en los sectores más proximales de abanicos aluviales, representados por depósitos de *debris flow* y de *stream flood*. Su potencia máxima es de 120 m.

a) Límite inferior:

Se apoya en discordancia angular sobre cualquier término subyacente.

b) Límite superior:

Discordancia angular bajo la unidad suprayacente, con la que, localmente, se articula mediante una discordancia sintectónica.

Cuarta Unidad:

Aflora adosada a ambos flancos del sinclinorio (Fig. 2). Litológicamente está constituida por conglomerados grises de cantos calcáreos con intercalaciones ocasionales de lutitas rojas, organizados en la vertical con una ligera tendencia al granodecrecimiento (Fig. 3). Sedimentológicamente corresponde a la sedimentación en sectores proximales-medios de abanicos aluviales, representados por depósitos fluviales conglomeráticos de baja sinuosidad. Su potencia máxima es de 70 m y las medidas de paleocorrientes indican aportes desde el SE.

a) Límite inferior:

La cuarta unidad se apoya en discordancia

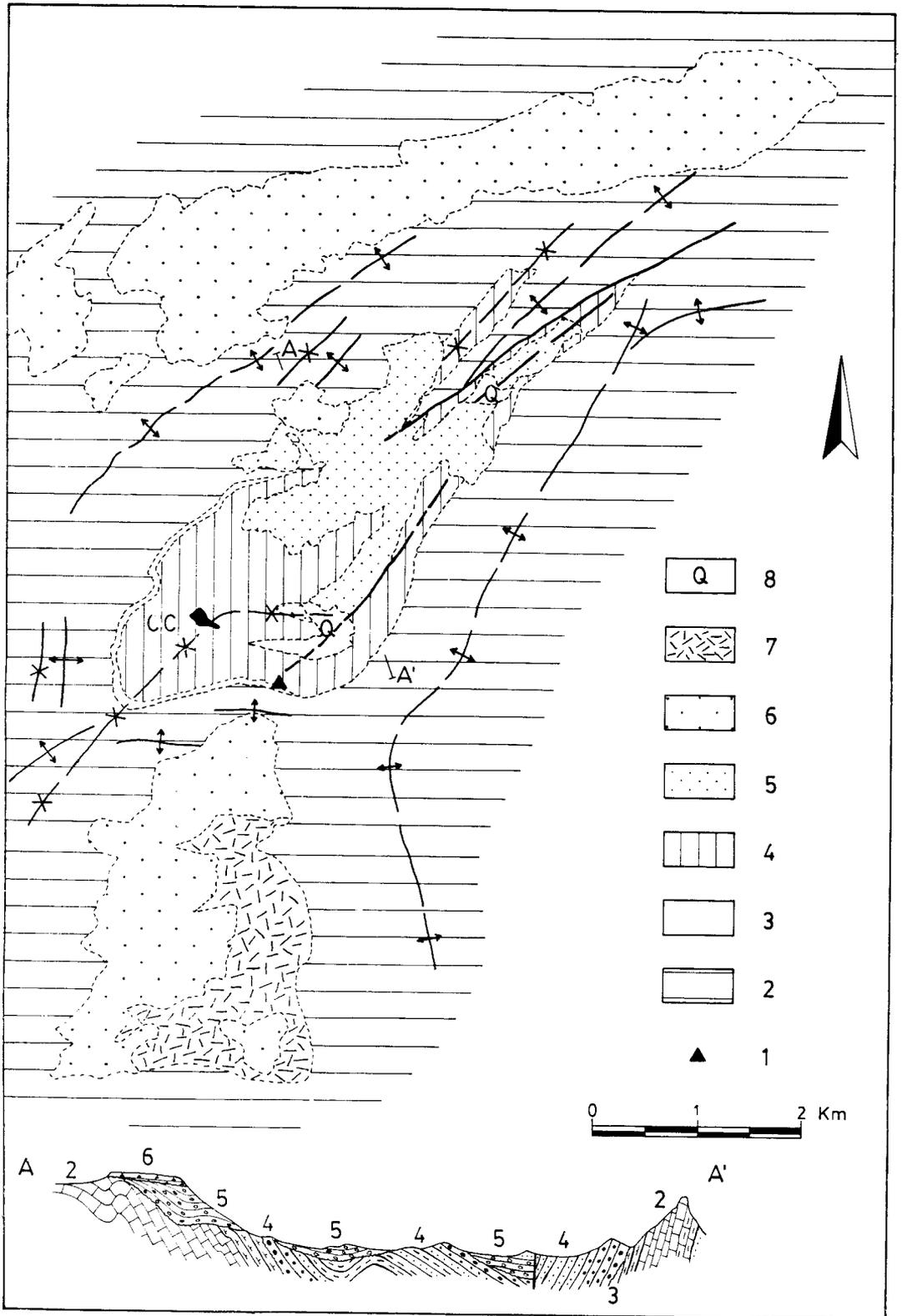


Fig. 2.-Esquema cartográfico del área de Cuevas de Cañart.

1: Situación de la estación de microestructuras; 2: Mesozoico; 3: Primera unidad; 4: Segunda unidad; 5: Tercera unidad; 6: Cuarta unidad; 7: Terciario indiferenciado; 8: Cuaternario; CC: Cuevas de Cañart; A-A': Corte geológico.

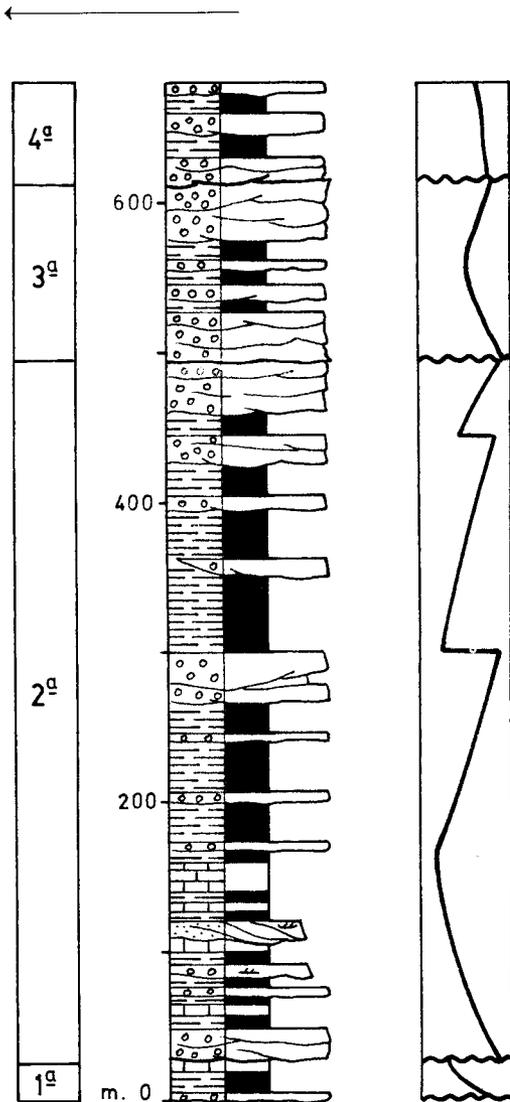


Fig. 3.-Columna sintética y evolución vertical del Terciario de Cuevas de Cañart.

angular sobre cualquier término subyacente, manifestando su carácter expansivo rebasando ampliamente los límites del sinclinatorio.

En relación con estructuras de dirección ENE-WSW, las unidades tercera y cuarta se presentan implicadas en abanicos de capas, manifestándose, al menos localmente, su límite

como una discordancia sintectónica en el sentido de Riba (1973).

De acuerdo con Megías (*op. cit.*), las unidades segunda y tercera son unidades tectosedimentarias complejas, ya que se detectan en ellas cambios de signo en la evolución secuencial.

CORRELACIONES

En los materiales terciarios de Cuevas de Cañart, no se han encontrado restos fósiles que permitan datar ninguna de las unidades diferenciadas, por lo que se hace necesario establecer una correlación entre estas unidades y otras reconocidas y datadas en sectores próximos.

En trabajos anteriores (Pardo *et al.*, 1984; Pérez *et al. in litt.* y González *et al. in litt.*) hemos definido y datado seis unidades tectosedimentarias (T₁, T₂, T₃, T₄, T₅ y T₆) para las cuencas de Alloza, Montalbán y Aliaga, situadas respectivamente al N, W y SW de Cuevas de Cañart, al tiempo que se caracterizaban los rasgos paleogeográficos para cada unidad, así como la evolución de los elementos tectónicos determinantes de los mismos.

En este apartado intentaremos establecer una correlación entre las unidades de Cuevas de Cañart y las previamente datadas en las cuencas mencionadas. Su proximidad permite suponer que la actividad tectónica se manifestará de forma semejante y simultánea en todas ellas y, dado que los rasgos paleogeográficos y la evolución vertical de las U.T.S. son respuesta a la actividad tectónica como en los trabajos últimamente citados ya hemos puesto de manifiesto, dichos rasgos y evolución deben ser semejantes en todas las cuencas y utilizables como criterios de correlación.

Así en la primera unidad de Cuevas de Cañart, los aportes son de procedencia E, evidenciando un área fuente al E del sinclinatorio con orientación submeridiana. Adosada al flanco oriental del sinclinatorio de Cuevas de Cañart, se encuentra una estructura de dirección N-S (anticlinal de Ladruñán) sobre cuyo flanco occidental la segunda unidad se dispone en *onlap*, apoyándose sobre términos cretácicos tanto

más antiguos conforme nos desplazamos hacia el E. Los aportes, sin embargo, son en la segunda unidad de procedencia N. evidenciando una nueva área fuente con dirección aproximada E-W.

Estos dos hechos indican: 1) Que la actuación de la estructura N-S pudo ser simultánea al depósito de la primera unidad, a la que suministraría materiales. 2) Que la actuación de dicha estructura es anterior al depósito de la segunda unidad, ya que ésta la fosiliza.

Según nuestros trabajos ya citados, la actuación de estructuras de dirección submeridiana y la orientación aproximadamente E-W de las cuencas son rasgos paleogeográficos característicos, respectivamente, de las unidades denominadas T₂ y T₃ de las cuencas de Aliaga y Alloza. Por lo tanto podemos correlacionar la primera unidad de Cuevas de Cañart con la unidad T₂ (Paleoceno terminal-Oligoceno basal) y la segunda con la unidad T₃ (Oligoceno inferior).

Las lutitas rojas, que en algunos puntos de la cubeta aparecen a techo del conjunto margoso cretácico subyacente a la primera unidad, por su litofacies y límite inferior posiblemente ruptural, podrían ser equivalentes a la unidad T₁ de las cuencas circundantes, lo que corroboraría la correlación que hemos establecido.

Las unidades T₂ y T₃ de Aliaga, Alloza y Montalbán presentan una evolución vertical granodecreciente-creciente que responde a una evolución decreciente-creciente de la actividad tectónica en las áreas fuente y umbrales que limitan las cuencas (Pardo *et al.* *op. cit.*). Este tipo de evolución se reconoce en la segunda unidad de Cuevas de Cañart pero no en la primera, que presenta una evolución vertical granodecreciente. Sin embargo, esta aparente discrepancia puede tener su origen en la situación de la cubeta, adosada al flanco de una estructura submeridiana activa durante el depósito de la primera unidad. Dicha estructura actuaría como área fuente poco activa (sólo 25 m de potencia de sedimentos, con escasos clásticos gruesos) durante el hem ciclo inferior de la unidad (diastrofismo desacelerado), para más tarde, en la fase de diastrofismo acelerado ampliar su extensión desplazando hacia el W, fuera ya del ámbito de la cubeta, el área de sedimentación del hem ciclo superior granocreciente.

La tercera unidad de Cuevas de Cañart se inicia en una discordancia angular y presenta

una evolución cíclica, coincidiendo en disposición y evolución con la unidad T₄ (Oligoceno sup.-Ageniense).

Respecto a la cuarta unidad de Cuevas de Cañart se articula, al menos localmente, con la tercera unidad mediante una discordancia sintectónica, hecho que implica una continuidad sedimentaria entre ambas, por lo que puede correlacionarse con la unidad T₅ (Aragoniense) de las cuencas de Alloza y Aliaga. En dichas cuencas las unidades T₄ y T₅ se encuentran igualmente implicadas en discordancias sintectónicas, en relación con estructuras de la misma orientación que en Cuevas de Cañart.

RASGOS TECTONICOS

En el área de Cuevas de Cañart se reconoce la generación sucesiva de las siguientes macroestructuras: 1) pliegues submeridianos, posiblemente durante la primera unidad; 2) frentes activos aproximadamente E-W durante la segunda unidad; 3) pliegues de dirección (N45E) que afectan a la segunda unidad y son anteriores a la tercera, y 4) pliegues aproximadamente E-W que originan abanicos de capas que afectan a las unidades tercera y cuarta.

Por otra parte, en los conglomerados basales de la segunda unidad de Cuevas de Cañart, que están afectados por una intensa fracturación, ha sido posible realizar una estación de microestructuras, fundamentalmente planos de fractura con estrías de movimiento y estilolitos. La situación de dicha estación se ha reflejado en la Fig. 2.

El método del diedro mínimo (Arthaud y Choukroune, 1972) ha puesto de manifiesto la existencia de dos direcciones de compresión cuyos ejes son N108E y N005E (Fig. 4a y b).

La compresión E-W está bien representada por microfracturas, que se agrupan en dos familias, una constituida por desgarres sinestrales y otra por fracturas dextrales con una fuerte componente inversa, debido a ello no se ha considerado como eje de compresión la bisectriz entre los dos campos de fallas sino una dirección ligeramente oblicua. Este sistema de fallas es compatible con la existencia de fracturas de desgarrar con movimiento dextral, de orientaciones entre N050E y N070E, fracturas que tendrían una fuerte componente inversa.

Por lo que se refiere a los estilolitos (Fig. 4 c), los correspondientes a esta compresión E-W presentan una gran dispersión.

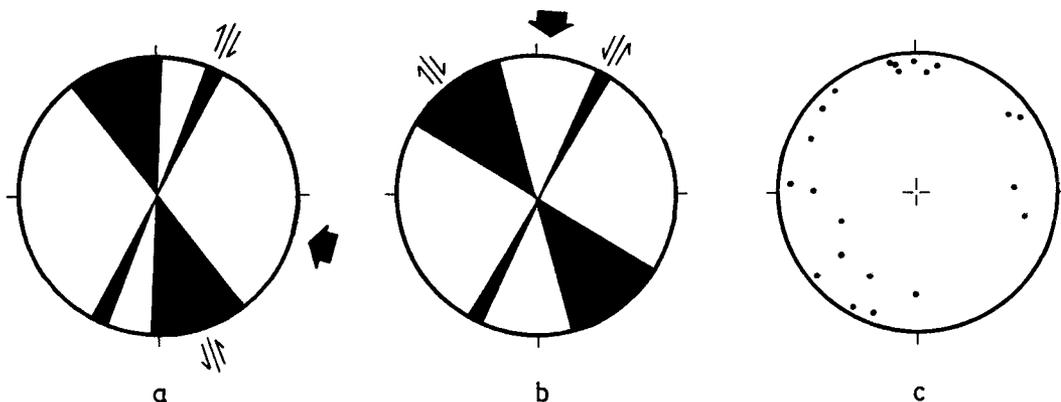


Fig. 4.-a: Representación estereográfica de los campos de fracturas de la compresión E-W; b: Representación estereográfica de los campos de fracturas de la compresión N-S; c: Estilolitos.

El número de microfracturas correspondiente a la compresión N-S es pequeño, sin embargo queda bien definido por la orientación de los estilolitos (Fig. 4 c).

En el afloramiento no puede determinarse la cronología relativa de estas compresiones. Sin embargo, en la cuenca de Bordón, al ESE de Cuevas de Cañart, en materiales correlacionables con la unidad T_4 , se han realizado estaciones de microtectónica que ponen de manifiesto únicamente la compresión N-S. Se deduce, por tanto, que la compresión E-W fue la primera y puede situarse como pre-Oligoceno superior.

DISCUSION Y CONCLUSIONES

Diversos trabajos regionales, o específicos, sobre el área de Cuevas de Cañart señalan la presencia en la misma de un accidente de zócalo de orientación NE-SW, la falla del Segre, que ha tenido una actuación destacada durante la tectogénesis en este sector de la Ibérica (Simón *op. cit.*; Guimerá *op. cit.*; entre otros).

Por nuestra parte, trataremos de relacionar la generación de los accidentes tectónicos que interesan el Terciario del área de Cuevas de Cañart con las compresiones puestas de manifiesto por el análisis microtectónico, teniendo en cuenta la actuación del accidente mayor del Segre frente a las mismas.

Los pliegues submeridianos (Paleoceno terminal-Oligoceno basal) evidencian una dirección de compresión aproximadamente E-W. Dicha compresión daría lugar a la actuación de las fallas con dirección Segre como desgarres dextrales y de las fallas de dirección ibérica como

desgarres sinestrales. Esto último ha sido puesto de manifiesto por Pardo *et al.* (*op. cit.*), en la cubeta de Montalbán.

En esta situación, el frente activo de dirección próxima a la E-W que limita la cubeta de Cuevas de Cañart por el N durante el Oligoceno inferior podría corresponder a fracturas sintéticas de dichos desgarres NE-SW. De hecho, el análisis microestructural señala que, con las microestructuras correspondientes a la compresión N108E, son compatibles desgarres dextrales de dirección N70E. Hay que señalar finalmente, que la unidad T_3 de Montalbán aparece igualmente limitada por accidentes de desgarre próximos a la dirección E-W. Así pues, por su posición geográfica y su orientación, la cubeta de Cuevas de Cañart pudo enlazar durante el Oligoceno inferior con el extremo oriental de la cuenca de Montalbán.

Los pliegues aproximadamente E-W originados en el Oligoceno superior-Aragoniense basal de Cuevas de Cañart evidencian una compresión N-S. Tal compresión determinaría la actuación de las fracturas de dirección Segre como desgarres sinestrales. Si esta actuación se prolonga durante cierto tiempo, los pliegues E-W primeramente generados pueden rotar hasta adquirir una orientación NE-SW (Simón *op. cit.*). Tales pliegues se reconocen en Cuevas de Cañart con una edad post-Oligoceno inferior pre-Oligoceno superior, coincidiendo con la generación de pliegues NW-SE existentes en las cubetas de Alloza, Montalbán y Aliaga, donde las fracturas de zócalo presentan dirección ibérica.

En Cuevas de Cañart los pliegues NE-SW

presentan formas sigmoidales enlazando con los pliegues E-W de última generación; mientras que en las otras cubetas citadas los pliegues NW-SE presentan formas sigmoidales enlazando con los E-W.

En trabajos anteriores hemos establecido que los límites rupturales entre U.T.S. complejas granodécrescentes-granocrecientes, como las definidas en esta cubeta, corresponden a valores máximos de la relación diastrofismo/sedimentación. Se registran, por tanto, en Cuevas de Cañart cuatro máximos diastroficos o fases tectónicas. Según la relación establecida para las estructuras y la relación de éstas con las direcciones de compresión, podemos concluir que las dos primeras fases obedecen a la com-

presión regional E-W y las dos últimas a la N-S; situándose el paso de una a otra durante el depósito de la segunda unidad, en el punto de inflexión de su evolución vertical, es decir, avanzado el Oligoceno inferior. El hemicyclo superior de esta segunda unidad presenta una evolución compleja (Fig. 3) similar a las que Steel y Gloppen (1980) atribuyen a la actuación de frentes activos con desplazamientos horizontales. Este hecho evidenciaría la actuación de la falla del Segre como desgarre sinistral desde el inicio de la compresión N-S.

Este trabajo se ha realizado dentro del proyecto n.º 958 financiado por la C.A.I.C.Y.T.

BIBLIOGRAFIA

- Arthaud, F. y Choukroune, P. (1972).—Méthode d'analyse de la tectonique cassante à l'aide des microstructures dans les zones peu déformées. Exemple de la plate-forme Nord-Aquitaine. *Rev. Inst. Fr. Petrol.* 27 (5), 715-732.
- Ashauer, H. y Teichmüller, R. (1935).—Origen y desarrollo de las cordilleras variscas y alpidicas de Cataluña. *Publ. Extr. Geol. Esp.* 3, 5-102, Madrid, 1946.
- Canerot, J. (1974).—*Recherches géologiques aux confins des chaînes Ibérique et Catalane (Espagne)*. Tesis Doctoral. Enadimsa ediciones, serie 5, n.º 4, 517 pp.
- (1981).—Le couloir de décrochement ibéro-Catalan (Espagne): recherche d'un mécanisme tectonique. *Arch. Sc. Geneve*, 34, 417-422.
- y Pignatelli, R. (1979).—Mapa Geológico de España, esc. 1/50.000. Explicación de la Hoja núm. 519: Aguaviva. 38 pp.
- Fallot, P. y Bataller, J. R. (1926 a).—Sur l'allure d'ensemble et sur l'âge des plissements dans les montagnes du Bas-Aragon et du Maestrazgo. *C. R. Acad. Sc.* 182, 398-400, Paris.
- y — (1926 b).—Sur la tectonique des montagnes entre Montalban et le littoral de la province de Castellon.—*C. R. Acad. Sc.* 182, 275-277, Paris.
- González, A., Pardo, G., Villena, J. y Pérez, A. *in litt.*—Estratigrafía y Sedimentología del Terciario de la cubeta de Alloza (Prov. Teruel). *Bol. Geol. y Min.*
- Guimerá, J. (1983).—Evolution de la déformation alpine dans le NE de la Chaîne Ibérique et dans la Chaîne Côtière Catalane. *C. R. Acad. Sc.* 297, serie II, 425-430, Paris.
- Megías, A. G. (1982).—*Introducción al análisis tectosedimentario: Aplicación al estudio dinámico de cuencas*. *Actas V Congreso Latinoamericano de Geología*, 1, 385-402, Argentina.
- Pardo, G., Villena, J., Pérez, A. y González, A. (1984).—El Paleógeno de los márgenes del umbral de Montalbán: Relación Tectónica-Sedimentación. *Publ. de Geol.*, 20, 355-363. Barcelona.
- Pérez, A., Pardo, G., Villena, J. y González, A. *in litt.*—Estratigrafía y sedimentología del Paleógeno de la cubeta de Montalbán (prov. de Teruel). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*.
- Riba, O. (1973).—Las discordancias sintectónicas del Alto Cardener (Prepirineo Catalán), ensayo de interpretación evolutiva. *Act. Geol. Hisp.* 8, 90-99.
- Simón Gómez, J. L. (1981).—Reactivación alpina del desgarre del Segre en el borde NE de la Cadena Ibérica. *Teruel*, 65, 195-210, Teruel.
- Solé, L., Riba, O., Maldonado, A., Quirantes, J., Villena, J. y Garrido, A. (1972).—Memoria explicativa de la Hoja núm. 41: Tortosa, del Mapa Geológico de España Esc. 1/200.000. 45 pp. Madrid.
- Steel, R. y Gloppen, T. G. (1980).—Late Caledonian (Devonian) basin formation, western Norway: signs of strike-slip tectonics during infilling. In: P. F. Ballance y H. C. Reading (Eds.), *Sedimentation in Oblique-slip Mobil zones. I.A.S. Spec. Publ.* 4, 79-103.
- Viallard, P. (1978).—Tectogenèse de la chaîne ibérique: relations substratum-couverture dans une tectonique polyphasée. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 287, ser. D, 1.103-1.106.
- (1979).—La Chaîne Ibérique: zone de cisaillement intracontinentale pendant la tectogenèse alpine. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 289, sér. D, 65-68.
- (1980).—Les Ibérides (Chaînes Ibérique et Catalane): interprétation de la fracturation majeure fini-oligocène. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 291, sér. D., 873-876.