

Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Celtibérica

por M. ALVARO*, R. CAPOTE** y R. VEGAS**

* Euroestudios, S.A., Pedro de Valdivia, 10, Madrid.

** Departamento de Geomorfología y Geotectónica. Universidad Complutense. Madrid.

ABSTRACT

An *aulacogen* model is given for the Celtiberian Chain in Eastern Spain that underwent a final strong deformation due to compressive events that took place not only in its associated geosyncline, the Betic Cordillera, but also in some adjacent areas e. g. the Pyrenees. The identification of the aulacogen is based on the stratigraphic, volcanic and tectonic records and on its characteristics as an intracontinental chain of intermediate type.

RESUMEN

Se establece la Cadena Celtibérica española como un *aulacógeno* que ha experimentado una deformación final energética debido a los fenómenos compresivos que tuvieron lugar no sólo en el geosinclinal asociado, la Cordillera Bética, sino también en áreas adyacentes, los Pirineos. La identificación del aulacógeno se fundamenta mediante los registros estratigráficos, volcánicos y tectónicos, y en su carácter de cadena intracontinental, de tipo intermedio.

INTRODUCCIÓN

Hasta el momento, y a pesar del volumen de información disponible, no ha sido avanzado un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Celtibérica* en el contexto de la geodinámica de la Península. En opinión de los autores este modelo es factible si se utilizan las nuevas ideas sobre deformación intraplacas en relación con la historia evolutiva de Iberia y zonas adyacentes (Atlántico, Tethys-Mediterráneo occidental), donde han sido establecidos modelos básicos regionales de tectónica de placas.

Históricamente la Cadena Celtibérica, menos espectacular que otras áreas alpinas, suscitó el interés de Stille y la escuela de Göttingen, como ejemplo de plegamiento «germanotipo» y de cadena de doble vergencia (Stille, 1931). Su situación planteaba además el problema de la solución de continuidad entre las cadenas alpinas en los esquemas de Kossmat, Stille y Kober, según las ideas de Suess (Brinkmann, 1931). Por su carácter intracontinental ha sido incluida en el grupo de aulacógenos en el sentido de Shatski (Khain y Muratov, 1968), y recientemente es considerada como una cadena de tipo intermedio (Julivert et al., 1972-74).

Como punto de partida para el modelo aquí propuesto, hemos utilizado el carácter «interior» de la cadena, así como

* El carácter demasiado genérico del adjetivo «Ibérico-a», aplicable a toda unidad geológica situada en la Península Ibérica, nos induce a seguir la denominación que utilizan los geólogos alemanes para esta Cadena.

el conjunto de sus características estratigráficas, magmáticas y estructurales, y su posición respecto al área geosinclinal bética (en ángulo próximo a 90°). Estos hechos permiten identificar la Cadena Celtibérica como un aulacógeno en el sentido utilizado por Hoffman et al. (1974) en el contexto de la tectónica de placas. Esta identificación se ha revelado sumamente útil, pues es posible establecer un perfecto paralelismo con el modelo genético de los autores anteriormente citados, desde los primeros estadios de individualización de las cadenas hasta las últimas fases de deformación y sedimentación molásica (fig. 1). En este sentido, los primeros indicios de la formación del «aulacógeno celtibérico» corresponden a la etapa tensional iniciada en el Triásico inferior; esta etapa es consecuente con la evolución de una unión triple de tipo rrr, originada sobre una pluma del manto. Uno de los rifts de la unión triple dio lugar a la Cadena Celtibérica, los otros dos al área bético-baleár. El «doming» precursor de la distensión podría haber acelerado ya el proceso de sedimentación pérmica.

La etapa graben del Aulacógeno Celtibérico continúa hasta el final del Muschelkalk, mientras la siguiente etapa de flexura termina al final del Cretácico superior, al iniciarse la etapa compresiva, cerrándose el ciclo con la etapa molásica terciaria. Algunas «desviaciones» a lo largo de esta sucesión de etapas respecto al modelo genérico no lo invalidan sino que, por el contrario, pueden afirmarlo en el contexto de la tectónica de placas, que es suficientemente flexible para explicar aspectos locales. Así, las «perturbaciones eocretácicas» corresponden a la interacción de otras zonas móviles de Iberia (Golfo de Vizcaya-Pirineos), y ciertas estructuras transversas suponen la influencia de la red de fracturas del zócalo, como ocurre en otros rifts continentales. Asimismo, el Aulacógeno Celtibérico presenta una deformación relativamente más intensa causada por la existencia de una zona paralela de fuerte deformación compresional (Pirineos) y por la presencia de un importante nivel de despegue en el Keuper que propicia la deformación independiente de la cobertera superior. Los periodos de máxima deformación deben relacionarse con la colisión en las áreas geosinclinales vecinas (bloqueo de la convergencia).

Algunos de estos hechos favorecen la observación del registro estratigráfico y tectónico, haciendo de la cadena uno de los aulacógenos mejor documentados; otros, por el contrario, dificultan la observación del enlace con la zona geosinclinal bética (apertura tardía del Golfo de Valencia).

En los apartados siguientes se explicará la evolución de la Cadena Celtibérica según las etapas descritas anteriormente, tomadas del modelo genérico utilizado como referencia.

EL BASAMENTO Y LA TECTÓNICA TARDIHERCÍNICA

El basamento de la Cadena Celtibérica consiste en rocas paleozoicas y precámbricas estructuradas en el ciclo hercínico. Durante el Estefaniense y el Pérmico inferior tuvo lugar una etapa tectónica, conexa con la intrusión de granitoides tardíos y emisiones volcánicas, caracterizada por la formación de fallas de desgarre que cortan a las estructuras hercínicas según dos sistemas, uno sinistral de direcciones NNE-SSW y NE-SW, y otro dextal de dirección NW-SE (Parga, 1969; Vegas, 1975). Esta actividad tectónica está reflejada en la sedimentación estefaniense y autuniense, que se localiza en cuencas intermontanas con participación volcánica importante («Pérmico negro», Sopena et al., 1977). A consecuencia de esta etapa tectónica el macizo hercínico quedó dividido en un conjunto de bloques separados por importantes fracturas, cuya orientación y situación controló la evolución sedimentaria y tectogenética en el ciclo alpino, al reactivarse como fallas normales durante los periodos distensivos (condicionando la ubicación de las áreas de sedimentación) y como fallas inversas en los compresivos (condicionando el estilo estructural) (Vegas, 1975; Alvaro et al., 1975). El Pérmico superior corresponde a un episodio claramente desligado de la tectónica tardihercínica de desgarres. Una importante tectónica de bloques (fases Saállica y Pfálica) y la sedimentación de potentes series clásticas («Pérmico rojo», Sopena et al., 1977) en cuencas de tipo semigraben muy subsidentes, denotan una fase tensional anterior al inicio de la distensión y sedimentación del ciclo alpino.

ETAPA DE GRABEN (TRIÁSICO INFERIOR Y MEDIO)

La cuenca de sedimentación celtibérica se inició como un graben complejo que, articulado sobre las fallas tardihercínicas de dirección NW-SE (ahora reactivadas como fallas normales), quedaba limitado hacia el SW por el Macizo Ibérico y hacia el NE por el del Ebro, que los separaba de la cuenca pirenaica. La formación del graben celtibérico en el Triás inferior puede inscribirse dentro de un proceso de distensión generalizada que marca el comienzo de la fragmentación continental y separación de Norteamérica respecto a África. Las líneas maestras de esta fragmentación pueden seguirse mediante la localización de las emisiones basálticas del Triás superior. El dispositivo definido por el graben celtibérico, convergiendo con otra línea de disyunción situada en el ámbito de la actual cadena alpina, sugiere una unión triple tipo rrr (Burke y Dewey, 1973) con una pluma del manto en la región de Valencia-Castellón (fig. 2). Esta pluma del manto es uno de los múltiples centros alrededor de los cuales se realizó la distensión cortical y su actividad determinó posteriormente las importantes emisiones volcánicas básicas del Triás superior y Jurásico, e incluso la metalogénea no ferrífera del sector. La distribución de espesores del Buntsandstein refleja la geometría del graben, con varias fosas menores subsidentes de dirección NW-SE separadas

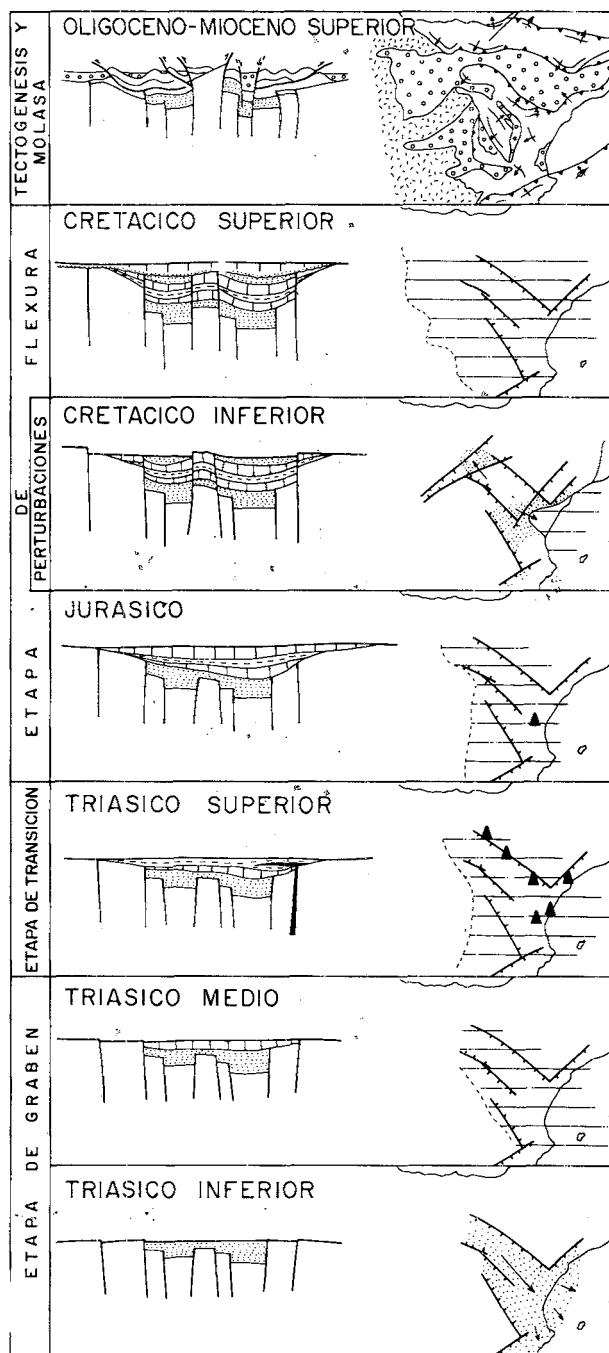


Fig. 1. Representación esquemática de la evolución del Aulacógeno Celtibérico.

por umbrales (Garrido y Villena, 1977) controlados por las fallas del zócalo. Algunos umbrales transversales están controlados a su vez por las fallas NE-SW. La sedimentación consiste en series clásticas rojas de carácter fluvial que se depositan discordantes sobre el Pérmico y el basamento, con direcciones de aporte longitudinales a la cuenca como es característico de los primeros estadios de evolución de los aulacógenos. Hacia el Triás medio las condiciones de hundimiento generalizado del aulacógeno permiten el avance

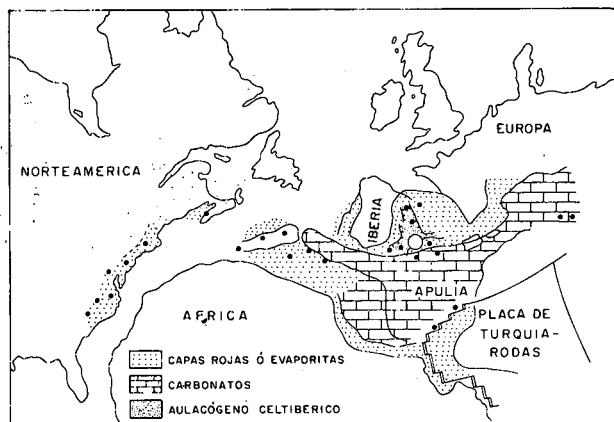


Fig. 2. Situación del Aulacógeno Celtibérico sobre la reconstrucción paleogeográfica de Dewey et al., (1973) para el Triásico superior. Puntos: emisiones basálticas. Círculo abierto: punto caliente de Valencia-Castellón.

del primer episodio transgresivo procedente del SE, donde ya se había instalado una plataforma somera sobre la cual se depositaron las dos barras dolomíticas del Muschelkalk mediterráneo (Virgili, 1977). En el interior del aulacógeno el carácter marino es sustituido progresivamente por condiciones lagunares, y solo el episodio dolomítico superior alcanza esta zona muy tardíamente.

ETAPA DE TRANSICIÓN (TRIÁSICO SUPERIOR)

En el Triás superior el proceso de estiramiento cortical se incrementó notablemente y tuvo lugar la ascensión de magmas basálticos a través de la corteza continental adelgazada y fracturada. En la Península el vulcanismo triásico se localizó preferentemente en la margen bética, en la zona de la futura margen activa pirineo-cantábrica y en el Aulacógeno Celtibérico. En éste, el punto caliente de Valencia es el

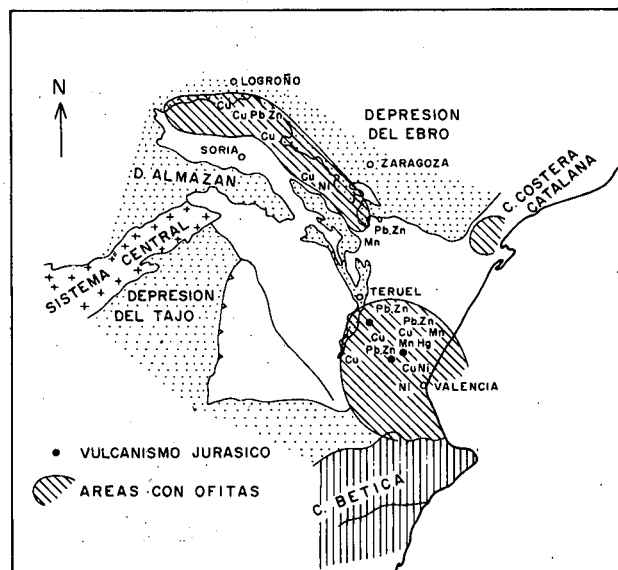


Fig. 3. Distribución del vulcanismo mesozoico y de las mineralizaciones alpinas de la Cadena Celtibérica.

responsable del gran volumen de ofitas del sector de Valencia-Castellón-Teruel, mientras que las emisiones del sector NE del Aulacógeno-Celtibérico indican la situación de su borde principal durante esta etapa (fig. 3).

El vulcanismo del Keuper es coetáneo con una sedimentación evaporítica extensiva sobre las formaciones triásicas más antiguas y el basamento de los bordes del aulacógeno. En la geometría de la cuenta persisten umbrales y surcos NW-SE controlados por la tectónica de rift, apareciendo las emisiones basálticas más importantes ligadas a los surcos más subsidentes donde, aunque difícil de calcular por razones tectónicas, se depositó un importante espesor de arcillas y evaporitas (Orti, 1974).

ETAPA DE FLEXURA (JURÁSICO Y CRETÁCICO)

A comienzos del Jurásico el estiramiento cortical y consiguiente adelgazamiento originó una progresiva flexura de la corteza superior, que dio paso a un modelo de subsidencia distinto, sin los grandes movimientos diferenciales de la etapa graben y con hundimiento de los bordes, lo que dio lugar al inicio de la transgresión liásica e instalación de una extensa *plataforma carbonatada* en todo el Aulacógeno Celtibérico. La transgresión progresó en sentido SE-NW, comenzando con facies calcáreas someras que cada vez se van haciendo más profundas hasta culminar con los depósitos calcomargosos toarcienses. Persistió la compartimentación en surcos subsidentes y umbrales o zonas emergidas, como puede ser el Umbral de Castellón (Canérot, 1974), con orientación longitudinal al aulacógeno, aunque no tan nítidos como en las etapas precedentes. El estiramiento cortical alcanzó gran intensidad a partir del Toarciense, lo cual se acusa tanto en el aulacógeno como fuera de él. De esta manera, la creación de corteza oceánica entre Iberia y las placas de Apulia y Marruecos (Tethys 3) (Dewey et al., 1973); la sedimentación de grandes espesores de turbiditas, radiolaritas y basaltos en surcos profundos del geosinclinal bético, el emplazamiento del dique básico de Plasencia a lo largo de un antiguo desgarre tardihercínico del Macizo Ibérico, y las emisiones basálticas durante el Toarciense y Dogger (Gómez et al., 1976) en la zona del punto caliente de Valencia-Castellón son fenómenos que denotan un régimen tensional creciente. La progresión del estiramiento culminó con una etapa de inestabilidad marcada por el comienzo de la *fragmentación de la plataforma carbonatada* en el Dogger y la lenta retirada del mar hacia el SE del Aulacógeno, depositándose las facies calcáreas someras del Dogger inferior, que culminan en la oolita ferruginosa y niveles condensados indicadores del hiato Calloviense superior-Oxfordiense inferior. Un efímero avance marino durante el Oxfordiense superior cede paso a unas condiciones francamente regresivas durante el Jurásico terminal al iniciarse las *perturbaciones finijurásicas y eocretácicas*. Estas perturbaciones, en el esquema evolutivo del aulacógeno, se deben al cambio en el movimiento relativo de África y Eurasia (Dewey et al., 1973), que tiene como consecuencia el comienzo de la rotación de Iberia respecto a la Europa estable. Esta rotación se inició en el Kimmeridgiense y lleva consigo una inestabilidad tectónica durante el Jurásico superior, la cual se manifiesta en el aulacógeno por el levantamiento de sus bordes y por el carácter continental de la sedimentación en amplias zonas interiores, persistiendo la

El estilo estructural es función del grado de participación del zócalo y del espesor y facies de los sedimentos mesozoicos. Ha sido destacado el importante papel jugado por el Keuper y Muschelkalk medio, que sirven de despegue (Brinkmann, 1931; Canérot, 1974; Riba y Ríos, 1960-62; Viallard, 1973) entre el zócalo hircínico y su tegumento permotriásico (dotados de una tectónica germánica de revestimiento) y la cobertura jurásico-cretácica (deslizada y despegada independientemente, aunque localmente, donde el Keuper resultó laminado, puede tener un estilo de revestimiento).

La compartimentación longitudinal y transversal del aulacógeno, controlada por las fallas del zócalo, determina que la distribución de zonas y unidades estructurales sea compleja (fig. 4). Los antiguos umbrales dan zonas de bloques cabalgantes (Ateca, Sierras de Albarracín), mientras las áreas de cobertera potente dan unas veces zonas subtabulares (Brinkmann, 1960-62) y, en otros casos, áreas plegadas en las que en ocasiones la transmisión de esfuerzos según modelo plástico da lugar a arcos de pliegues (Viallard, 1973). En ambos bordes de la cadena, se localizan fajas de pliegues y cabalgamientos de bajo ángulo que reflejan un esquema tectónico de «piel fina».

Las fallas NW-SE del zócalo que fueron reactivadas como cabalgamientos de gran ángulo con cierta componente horizontal dextral controlan no sólo las directrices estructurales de la cadena sino también la vergencia de las estructuras. Reconocibles ya en la evolución paleográfica mesozoica, son destacables la Falla Nordibérica, la de Ateca-Castellón, la de San Leonardo, la Hespérica, la de Ayllón y la Sudibérica. Las fallas del zócalo NE-SW fueron reactivadas como desgarres senestrales, desplazando frentes de cabalgamiento y haces de pliegues y controlado la localización de pliegues transversos. Destacan las de Logroño-Santa María de Nieva, las del Sistema Central, la de Tarancón-Cañete, la del Segre, la de Requena-Mora de Ebro, etc.

La deformación compresiva incluye varias fases de plegamiento relacionables con los eventos de colisión y bloqueo de subducción en las márgenes activas. Hasta el final del Oligoceno todo el aulacógeno es comprimido desde ambas márgenes, pero a partir del comienzo del Mioceno se divide en dos zonas de evolución diferentemente separadas por la Falla Hespérica, que se sitúa aproximadamente según la Divisoria Hespérica de (Stille, 1931). Al NE de esta falla la última fase compresiva fue finioligocena, sincrónica con la última fase de plegamiento en el Pirineo. El Mioceno dio paso a una tectónica distensiva relacionada con la creación de la Cuenca de Valencia mediante un proceso de rifting que aisló este sector de la Cadena Celtibérica del conjunto de la Cadena Alpina en la cual, como en las Baleares, continuó el plegamiento hasta el Mioceno medio. El campo de fallas normales de El Maestrazgo (Canérot, 1974), la Fosa de Calatayud-Teruel y las fosas y semifosas de la Cadena Costero-Catalana (Julivert et al., 1972-74) se formaron en conexión con esta distensión. La Falla Hespérica debió actuar como zona transformante dextral durante el rifting que creó la Cuenca de Valencia (fig. 5).

La región situada al SW de la Falla Hespérica continuó sometida a compresión durante el Mioceno, sufriendo la última fase de plegamiento durante el Mioceno medio (Viallard, 1973; Gómez y Babín, 1973; Champetier, 1972; Díaz Molina, 1974), al mismo tiempo que se propagaba la deformación a las zonas más externas del Prebético y al antepaís. En este último, además del sector SW de la

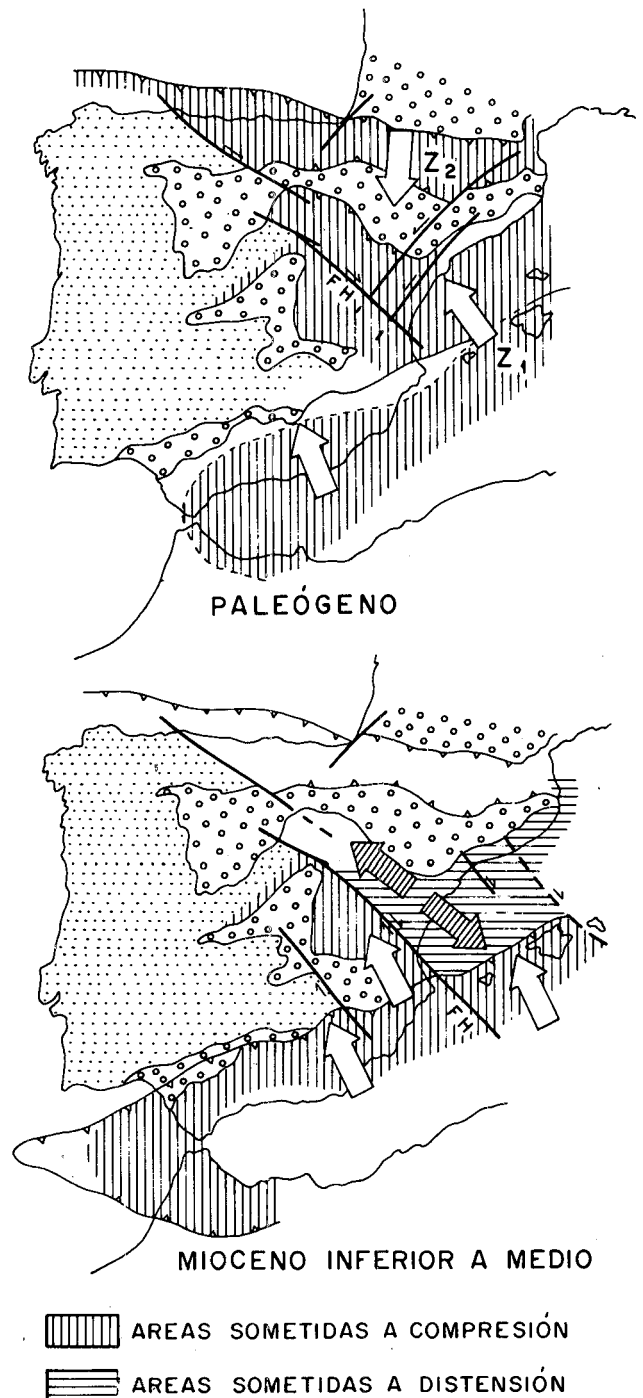


Fig. 5. Tectónica compresiva y distensiva en el Terciario. Explicación en el texto.

Celtibérica, estructuras como el Sistema Central sufren compresión y elevación en el Vindoboniense, como se deduce de la distribución de facies en los sedimentos de la Depresión del Tajo. La distensión alcanzó el SW de la Cadena Celtibérica en el Mioceno superior, formándose fallas y fosas de dirección NE-SW relacionables con la creación de la cuenca valenciana al mismo tiempo que se acentuaba el

diapirismo salino del Keuper (Canérot, 1974); Viallard, 1973).

La fase de sedimentación molásica del aulacógeno se inició al comenzar el Terciario y por ello una parte es contemporánea con la deformación mientras otra es claramente postorogénica. Las molasas se alojan en depresiones interiores concordantes o no con el grano de la Cadena (Depresiones de Almazán, de Calatayud, Teruel, de Requena, etc.) o bien en depresiones marginales (Zona Sur de la Depresión del Ebro, Depresión del Valdeolivias).

CONSIDERACIONES FINALES

El modelo propuesto permite una explicación racional para la formación de la Cadena Celtibérica en el contexto de la geodinámica de la Península y en términos de tectónica de placas. En la evolución del Aulacógeno Celtibérico se pueden destacar algunos aspectos tales como: La formación del aulacógeno empezó en la misma etapa distensiva que el geosinclinal bético y ambos siguen una evolución paralela, aunque diferente por su posición en la placa ibérica. Este hecho permite precisar la posición de la Cadena Celtibérica en el conjunto de estructuras de tipo rift que cortan las zonas orogénicas con ángulos próximos a 90° (Sengör, Burke y Dewey, 1978). En este sentido el Aulacógeno Celtibérico es anterior a la compresión del geosinclinal bético y, por tanto, es un aulacógeno en sentido estricto, frente a las otras estructuras causadas por la colisión o *impactógenos*. Otro aspecto a destacar es que, al igual que en otras asociaciones geosinclinal-aulacógeno, la sedimentación miogeoclinal debió ser común a las áreas bética y celtibérica y que el aulacógeno es el sitio más favorable para la observación del registro estratigráfico «preorogénico» (enmascarado e incompleto en las áreas prebética y subbética por escamas, corrimientos, etc.).

Una nueva relación genética puede establecerse entre yacimientos minerales y actividad magmática en el Aulacógeno Celtibérico si se acepta el modelo aquí expuesto. Ciertas mineralizaciones de Cu y Pb-Zn pueden ser relacionadas con la actividad de la pluma del manto durante la fase inicial del aulacógeno (fig. 3), tal como ha sido descrito en el modelo de mineralizaciones intraplacas de Sawkins (1976). En el caso del Aulacógeno Celtibérico los indicios de Cu en el Keuper deben relacionarse con las rocas basálticas (ofitas) del punto caliente y las mineralizaciones de Pb-Zn en el Maestrazgo pueden tener el mismo origen, aquí concentradas en niveles carbonatados del Cretácico.

En cuanto al potencial de hidrocarburos, si bien los aulacógenos son uno de los lugares más favorables para su acumulación, los resultados en el área celtibérica han sido decepcionantes. Este hecho podría explicarse por la relativamente intensa deformación compresional que sufrió el aulacógeno en sus últimas etapas.

BIBLIOGRAFÍA

ALVARO, M. (1975): Estilolitos tectónicos y fases de plegamiento en el área de Sigüenza (Borde del Sistema Central y la Cordillera Ibérica). *Est. Geol.*, t. 31, p. 241-247. Madrid.

- ALVARO, M. y CAPOTE, R. (1973): Las estructuras menores de las calizas jurásicas de un anticlinal de la Sierra de A. tomira (Cuenca, España). *Est. Geol.*, t. 29, p. 467-478. Madrid.
- ALVARO, M., GARCÍA-ARGÜESO, J. M. y ELIZAGA, E. (1975): La estructura del borde prebético en la zona de Alcaraz. *Bol. Geol. Min.*, t. 86, p. 467-477. Madrid.
- BRINKMANN, R. (1931): Betikum und Keltiberikum in Südspanien. *Abh. Ges. Wiss. Göttingen Math.-Phys.*, kl. 3, 1, p. 749-851.
- BRICKMANN, R. (1962-64): Aperçu sur les Chaînes Ibériques du Nord de l'Espagne. En: *Livre Mem. Professeur Paul Fallot*. Soc. Géol. France, Mém. hors-sér., t. 1, p. 291-299. Paris.
- BURKE, K. y DEWEY, J. F. (1973): Plume-generated triple junctions: key indicators in applying Plate Tectonics to old rocks. *J. Geol.*, vol. 81, p. 406-433. Chicago.
- CANÉROT, J. (1974): *Recherches géologiques aux confins des chaînes Ibériques et Catalane (Espagne)*. Tesis Doct., FNADIMSA, ser. 5, n.º 4. Madrid.
- CHAMPETIER, Y. (1972): Le Prébétique et Ibérique côtiers dans le Sud de la Province de Valence et le Nord de la Province de l'Alicante (Espagne). *Thèse Doct. Nancy Sci. Terre*, Mém. 24, 170 p.
- DEWEY, J. F., PITMAN III, W. C., RYAN, W. B. F. y BONNIN, J. (1973): Plate Tectonics and the Evolution of the Alpine System. *Geol. Soc. America Bull.*, vol. 84, p. 3.137-3.180.
- DÍAZ MOLINA, M. (1974): Síntesis estratigráfica preliminar de la serie terciaria de los alrededores de Carrascosa del Campo (Cuenca). *Est. Geol.*, t. 30, p. 63-67. Madrid.
- GARRIDO, A. y VILLENNA, J. (1977): El Triás germánico en España: Paleogeografía y estudio secuencial. *Cuad. Geol. Ibérica*, t. 4, p. 37-56. Madrid.
- GÓMEZ, J. J. y BABÍN, R. B. (1973): Evidencia de tres generaciones de pliegues en el anticlinal de Sot (Cordillera Ibérica, Provincia de Valencia). *Est. Geol.*, t. 29, p. 381-388. Madrid.
- GÓMEZ, J., TRELLE, A. y PÉREZ, P. (1976): Presencia y edad de vulcanitas en el Jurásico del Norte de Valencia (Cordillera Ibérica, España). *Acta Geol. Hispánica*, t. 11, p. 1-8. Barcelona.
- HOFFMAN, P., DEWEY, J. F. y BURKE, K. (1974): Aulacogen and their genetic relation to geosynclines, with a Proterozoic example from Great Slave Lake, Canada. *Soc. Econ. Pal. Mineral Spec. Publ.*, vol. 19, p. 38-55.
- JULIVERT, M., FONTBOTE, J. M., RIBEIRO, A. y CONDE, L. (1972-74): *Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares*, I.G.M.E., 113 p. Madrid.
- KHAIN, V. E. y MURATOV, M. V. (1968): Geosynclinal belts, orogenic belts, folded belts and their relation in time and space. *23 Int. Geol. Congress.*, t. 3, p. 9-13.
- MORILLO, M. J. y MELENDEZ, F. (1972): La falla de San Leonardo: interpretación paleogeográfica (Cordillera Ibérica, Soria-Burgos). *Est. Geol.*, t. 28, p. 65-76. Madrid.
- ORTICABO, F. (1979): El Keuper del Levante Español. *Est. Geol.*, t. 30, p. 7-46. Madrid.
- PARGA, J. R. (1969): Spätvariszische Bruchsysteme im Hesperischem Massiv. *Geol. Rundschau*, vol. 59, p. 323-336.
- RIBA, O. y RÍOS, J. M. (1960-62): Observations sur la structure du secteur sud-ouest de la Chaîne Ibérique (Espagne). En: *Livre Mem. Professeur Paul Fallot*. Soc. Géol. France, Mém. hors-sér., t. 1, p. 275-290. Paris.
- SAEFTEL, H. (1961): Paleogeografía del Albense en las Cadenas Celtibéricas de España. *Not. Com. I.G.M.E.*, t. 63, p. 163-192. Madrid.
- SAWKINS, F. J. (1976): Metal deposits related to intracontinental hot-spots and rifting environments. *J. Geol.*, vol. 84, p. 653-671. Chicago.
- SENGÖR, A. M. C., BURKE, K. y DEWEY, J. F. (1978): Rifts at high angles to orogenic belts: tests for their origin and the Upper Rhine Graben as an example. *Am. J. Science*, vol. 278, p. 24-40.
- SOLÉ SUGRANÉS, L. (1978): Alineaciones y fracturas en el Sistema Catalán según las imágenes LANDSAT-1. *Tecniterrae*, t. 22, p. 6-16. Madrid.
- SOPENA, A., VIRGILI, C., HERNANDO, S. y RAMOS, A. (1977): Pérmico continental en España. *Cuad. Geol. Ibérica*, t. 4, p. 11-34. Madrid.
- STILLE, H. (1931): Die Keltiberische Scheitelung. *Nachr. Ges. Wiss. Göttingen, Mat.-Phys.*, kl. 10, p. 138-164.
- VEGAS, R. (1975): Wrench (transcurrent) fault System of the south-western Iberian Peninsula, paleogeographic and morphostructural implications. *Geol. Rundschau*, vol. 64, p. 266-278.
- VIALARD, P. (1973): *Recherches sur le cycle alpin dans la Chaîne Ibérique sud-occidentale*. Tesis Doct. Univ. Paul Sabatier, Toulouse, 445 p.
- VIRGILI, C. (1977): Le Trias du Nord de l'Espagne. *Bull. B.R.G.M.*, vol. 4, n.º 3, p. 205-213. Paris.

Recibido, mayo 1978.