



Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

HOJA DE CABEZUELA DEL VALLE
Nº 576 (13-23)
DOCUMENTACION COMPLEMENTARIA
NEOTECTONICA



SECRETARIA GENERAL DE LA ENERGIA Y RECURSOS MINERALES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

NEOTECTONICA

1.- METODOLOGIA

El estudio de la neotectónica de la Hoja de Cabezuela del Valle se ha realizado en varias etapas de trabajo, siguiendo la metodología habitual en este tipo de estudios:

- 1.- Recopilación de trabajos y datos bibliográficos.
- 2.- Síntesis, análisis e interpretación de los datos obtenidos en el estudio de lineamientos Landsat, y de la cartografía geológica y geomorfológica realizadas durante el presente estudio.
- 3.- Integración de otros datos de interés en relación a la Neotectónica.
- 4.- Identificación de estructuras con actividad neotectónica.
- 5.- Realización del Mapa Neotectónico, a escala 1:50.000.

La escasez de depósitos posthercánicos en la Hoja, impide la observación directa de estructuras que puedan ser de edad neotectónica (desde el Tortoniense-Vallesiense a la actualidad). Sin embargo, la aplicación de criterios geomorfológicos permite la identificación de fracturas con movimientos recientes (GOY et al. 1989) al detectar anomalías geomorfológicas que se han generado en zonas tectónicamente activas.

2.- CONTEXTO REGIONAL Y GEODINAMICO

La Hoja de Cabezuela del Valle se localiza en la unidad fisiográfica del Sistema Central, cadena montañosa que separa las dos Mesetas de la Península Ibérica. La Meseta Norte incluye la Cuenca del Duero y un área aplanada donde aflora el zócalo antemesozoico, denominada Penillanura Salmantino-Zamorana. La Meseta Sur comprende la Cuenca de Madrid, la Cuenca del Tajo y otras áreas donde aflora el zócalo antemesozoico (Montes de Toledo y La Mancha).

El Sistema Central se considera como una gran unidad tectónica regional formada por un gran bloque levantado o "horst", el cual está compartimentado, a su vez, en bloques menores por numerosas fallas, fundamentalmente de rumbo N 70-80E (VEGAS et al. 1986). Algunos de estos bloques aparecen hundidos con respecto a los circundantes, formando depresiones o fosas estructurales intramontanas (fosa del Corneja, fosa de Amblés). Se han elaborado diversos modelos geodinámicos interpretativos que intentan explicar la morfoestructura del Sistema Central, cuya formación tuvo lugar en el Mioceno (ALONSO ZARZA et al. 1990, CALVO et al. 1991). El modelo propuesto por PORTERO y AZNAR (1984) relaciona la estructura alpina del Sistema Central con una tectónica transpresiva que habría dado lugar a la formación de bloques romboidales ("rhomb-horst") y cuencas tipo "pull-apart". VEGAS et al. (1986, 1990) interpretan la estructura en un modelo de deformación distribuida con rotación de bloques. WARBURTON y ALVAREZ (1989) y RIBEIRO et al. (1990)

consideran que el sistema Central es un "pop-up" en relación a una superficie de despegue subhorizontal. DE VICENTE et al. (1993) matizan este último modelo, calculando un acortamiento mínimo total del 11% como efecto de una compresión de dirección N 155°E, que varía a N-S en su extremo oriental. Según VEGAS (1993) no hay evidencias a partir de perfiles profundos de sísmica de reflexión que indiquen la existencia de superficies de cabalgamientos a escala cortical. DE VICENTE et al. (1993) reconsideran el modelo de "pop-up" sin relacionar su génesis con esfuerzos tangenciales transmitidos por superficies de despegue desde las cadenas Alpinas (Pirineos, Béticas). En este caso, el Sistema Central aparece relacionado con los campos tensoriales propios de las Béticas (compresión de acortamiento horizontal N 150°E) que se habrían transmitido hacia el centro península a través de movimientos direccionales en fallas (DE VICENTE et al. 1993) en la etapa Guadarrama definida por CAPOTE et al. (1990) para el sector oriental del sistema Central.

Tras la etapa de máxima compresión que dió lugar al levantamiento del Sistema Central durante el Aragoniense Medio (CALVO et al. 1991), se ha identificado otra fase de deformación denominada etapa "Torrelaguna" (Plioceno Superior-Cuaternario) por CAPOTE et al. (1990), caracterizada por compresiones orientadas aproximadamente N-S, que desplazan con movimientos direccional-normales fallas de rumbo N 150-160°E y N 180-200°E. Esta etapa cuya edad la incluiría dentro de los eventos neotectónicos, presenta una actuación discutible en cada lugar dependiendo de la edad que se considere para los sedimentos involucrados, tanto de los conjuntos sedimentarios que bordean el Sistema Central, como los que se hallan en las pequeñas cuencas interiores, donde la ausencia de fauna es el carácter dominante.

En el "horst" de Muñico y áreas adyacentes, se han identificado varios bloques del basamento basculados diferencialmente en la etapa Torrelaguna los cuales producen anomalías geomorfológicas como capturas y simetría en valles fluviales (GARCIA BLANCO et al. 1992).

POL et al. 1989 interpretan los cambios bruscos en el perfil longitudinal del alto Tormes como un efecto de la reactivación de fracturas durante el Pleistoceno.

En el valle de Amblés, la migración paulatina del río Adaja hacia el Sur puede estar condicionada por la posible existencia de un basculamiento general dirigido en el mismo sentido durante el Neógeno terminal y el Cuaternario (ITGE, in litt).

La falla de Serradilla del Arroyo (borde oriental de la Fosa de Ciudad Rodrigo) de rumbo NNE–SSO desplaza a la superficie pre-raña y a los conglomerados versicolores de edad Mioceno Superior–Plioceno (JORDA PARDO, 1983).

Según PEDRAZA (1989) es durante el denominado ciclo "postarcósico" en el Plioceno, cuando se produce la desnivelación de los bloques tras una fase activa de fracturación (ciclo "arcósico").

CALVO et al. (1991) relacionan las estructuras alpinas que dan lugar a la estructuración de los bordes del Sistema Central y la Cuenca de Madrid, con el relleno sedimentario de esta, mostrando como algunas fracturas normal–direccionales de rumbo N 20–30°E (p.e. falla de Berzosa–Jarama, falla del Sorbe) controlan la localización de sistemas aluviales. Trabajos más recientes GINER ROBLES et al. (1993) indican que al menos en el borde oriental de la Cuenca de Madrid, el campo de esfuerzos durante el Cuaternario fue similar al observado en toda la Cordillera Ibérica, caracterizado por un tensor de extensión radial.

En relación a la sismología, la Hoja de Cabezuela del Valle se sitúa en la denominada Región Centro, en una de las zonas sísmicamente más estables de la Península Ibérica, sin que se tenga referencia de ningún evento sísmico en el entorno de la Hoja.

La intensidad máxima sentida alcanzó el grado VI (escala MSK), como consecuencia de la sismicidad del área de Lisboa (terremotos de Lisboa de 1755 y de Benavente de 1909, ambos con intensidad epicentral X).

3.- ESTRUCTURA NEOTECTONICA

Como ya se ha indicado, la Hoja de Cabezuela del Valle no es un ámbito adecuado para el estudio de la tectónica alpina y neotectónica en el Sistema Central, debido a la práctica ausencia de materiales posthercínicos. A pesar de ello, el estudio comparativo de su particular relieve y de los procesos que lo han generado, permite solventar parcialmente este grave impedimento y, por consiguiente, establecer una secuencia de eventos tectónicos. La datación de estos últimos no es posible realizarla en base a los datos aportados por la hoja, por lo que se ha recurrido a referencias bibliográficas de ámbito regional.

La tectónica posthercínica ha quedado reflejada en la hoja en los siguientes aspectos:

- A) Creación del relieve del Sistema Central y escalonamiento de las superficies de cumbres y paramera (ver capítulo de geomorfología).
- B) Modelado de las vertientes del río Jerte con morfología típica de graben tectónico.
- C) Fracturas estriadas que afectan a materiales de alteración granítica.
- D) Basculamientos y fracturas en depósitos aluviales asociados al río Jerte.

Los tres primeros puntos pueden asociarse a la Orogenia Alpina, mientras que el último es claramente neotectónico, entendido este último como comprendido en el período Mioceno superior–actualidad.

A continuación se describe cada uno de los eventos comentados:

3.1.– CREACION DEL RELIEVE DEL SISTEMA CENTRAL Y ESCALONAMIENTO DE LAS SUPERFICIES DE CUMBRES Y PARAMERA

La forma del relieve más antigua presente en la Hoja, corresponde a los restos de la amplia penillanura Castellano–Extremeña, que en la actualidad se encuentra en las cotas más elevadas de Sierra de Gredos, formando las "superficies de cumbres y paramera"; estos restos guardan un desnivel medio respecto a la penillanura existente al sur del orden de 1.500 m. Según PORTERO y AZNAR (1.984), la formación de estos relieves se asocia a compresiones alpinas acaecidas durante el Oligoceno superior al Mioceno medio, que producen la reactivación de fracturas posthercínicas de directriz NE–SO a NNE–SSO y ESE–ONO, en forma de fallas de desgarre e inversas, de manera que se crean varios *romb horst* a lo largo de todo el Sistema Central.

Estos eventos tectónicos han quedado perfectamente registrados en la hoja, la cual está atravesada por la "falla de Plasencia" de dirección NE–SO, que corresponde con el límite entre los horst de la Sierra de Candelario y de la Sierra del Barco. En esta última se encuentran varios juegos de fracturas, de dirección predominante NNE–SSO y ESE–OSO, que escalonan la superficie de cumbres–paramera desde los 2.200 m a los 1.800 m, e incluso a 1.600 m de cota, tanto en dirección al borde meridional de la hoja, como hacia el valle del Jerte. No se tienen criterios para establecer si este escalonamiento se asocia a las fases compresivas comentadas, o si se produjo con posterioridad, en fases distensivas.

3.2.- MODELADO DE VERTIENTES DEL RIO JERTE

En las laderas del río Jerte también hay una serie de rasgos geomorfológicos que pueden ser asociados a movimientos tectónicos más recientes que los anteriores. Dichas laderas presentan perfiles topográficos irregulares, en los que se suceden una serie de escarpes, superficies inclinadas y replanos; en CARRASCO et al (1.981) se interpreta esta morfología como un graderío asimilable, o propio, de estructuras graben.

Al margen de los criterios que avalan esta interpretación, es constatable que tales superficies planas, cuando aparecen enfrentadas en una misma sección del valle, presentan entre sí desniveles importantes de hasta 50 m (más elevada en la derecha que en la izquierda), que puede justificarse por la acción de fallas de componente vertical cuya traza coincidiría con el lecho del río Jerte. Otro argumento a favor de la actividad reciente de este corredor tectónico, corresponde a la alineación de replanos que entre la cota 700 y 800 m se encuentran en la ladera derecha del valle a la altura de Navaconcejo, cuyo borde interno está limitado por la traza de una falla de 13 Km de corrida, que también desplaza contactos litológicos.

Un último criterio de actividad tectónica reciente corresponde a la manifiesta asimetría de las laderas del valle, con la izquierda menos pendiente que la derecha y con desarrollo de depósitos de ladera a su pie, lo cual sugiere que la segunda ha sufrido un proceso de elevación reciente y actúa como labio levantado de una falla normal.

3.3.- FRACTURAS ESTRIADAS QUE AFECTAN A MATERIALES DE ALTERACION GRANITICA

A lo largo de toda la traza del río Jerte pueden observarse diversos espejos de falla, en los que se han distinguido hasta dos sistemas de estrías: uno de

componente vertical y otro posterior y más frecuente, de componente horizontal y sentido sinextroso. En varias pequeñas excavaciones existentes entre el Km 28 y 29 de la carretera de Hervás, estas fracturas, en un abanico de directrices N30 a N70E, afectan a suelos graníticos y presentan rellenos de caolín en el que han quedado registradas estrías de componente horizontal. En RUBIO CAMPOS (1.990) se hace una recopilación de datos bibliográficos sobre la edad de estas alteraciones, concluyendo que suelos graníticos con presencia de caolinita y con espesores de hasta 7-8 m, pueden haberse formado en el Pleistoceno inferior-medio, por lo que las fracturaciones que las afectan serían posteriores.

3.4.- BASCULAMIENTO Y FRACTURAS EN DEPÓSITOS ALUVIALES

Un cuarto grupo de observaciones tectónicas recientes corresponde a las fracturaciones y basculamientos en depósitos aluviales. CARRASCO et al (1.991) citan tres puntos próximos a Cabezuela del Valle, donde la fracturación del sustrato granítico de dirección más frecuente N60°E, afecta a una terraza aluvial situada a +12 a 16 m sobre el cauce del río, con saltos de hasta 0'5 m en la vertical; en alguno de los casos que se describen puede ser discutible la acción neotectónica y justificarse por deslizamientos. Estos mismos autores citan otro afloramiento en Casas de Peñahorcada, situada en la trinchera de la C.N. 110 y ya en la vecina hoja de Jaraiz de la Vera, donde la base de un depósito coluvionar ubicado a +40-45 m del cauce del río, también se encuentra afectada por fracturas del granito infrayacente.

Por nuestra parte hemos reconocido a 1 Km aguas arriba de la localidad de Jerte un contacto y escarpe rectilíneo de 3-4 m de salto, entre un abanico aluvial y la terraza fluvial sobre la que descansa, que se interpreta asociado a una fractura normal de dirección NNE-SSO. En esta misma área, el río Jerte da un giro de dirección y su canal principal se adapta a la dirección antes mencionada.

4.- BIBLIOGRAFIA

ALONSO ZARZA, M.A.; CALVO, J.P. Y GARCIA DEL CURA, A.M. 1990. Litoestratigrafía y evolución paleogeográfica del Mioceno del borde NE de la Cuenca de Madrid (provincia de Guadalajara). *Estudios Geológicos*, 46, 415–432.

CALVO, J.P., DE VICENTE, G. Y ALONSO ZARZA, A.M. 1991. Correlación entre las deformaciones alpinas y la evolución del relleno sedimentario de la Cuenca de Madrid durante el Mioceno. I Congreso Grupo Español del Terciario, 55–58.

CAPOTE, R.; DE VICENTE, G. Y GONZALEZ CASADO, J.M. 1990. Evolución de las deformaciones alpinas en el Sistema Central Español. *Geogaceta*, 7, 20–22.

CARRASCO, R.; PEDRAZA, J. Y RUBIO, J.C. (1991). Actividad neotectónica cuaternaria en el valle del Jerte. VIII Reunión Nacional sobre Cuaternario. Valencia.

DE VICENTE, G.; GONZALEZ CASADO, J.M.; BERGAMIN, J.F.; TEJERO, R.; BABIN, R.; RIVAS, A.; HERNANDEZ ENRILE, J.L.; GINER, J.; SANCHEZ SERRANO, F.; MUÑOZ, A. Y VILLAMAYOR, P. 1991. Alpine structure of the Spanish Central System. *Actas III Congreso Geológico de España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología*, 1, 284–288.

DE VICENTE, G.; GONZALEZ-CASADO, J.M., MUÑOZ-MARTIN, A.; GINER, J.L. Y RODRIGUEZ-PASCUA, M.A. 1993. Evolución alpina del Centro peninsular. *Resumes XV Reunión de Xeoloxía e Minería do N.O. Peninsular*, 43–49.

GARCIA BLANCO, C.; GARCIA PALACIOS, A.; HERNANDO LAOSA, L.A., GALLEGO ABELLAN, J. y TEMIÑO GORDO, I. 1992. Neotectónica y morfología en la región del Muñico (Avila). *Geogaceta*, 12, 83–86.

GINER ROBLES, J.L.; DE VICENTE, G. y GONZALEZ CASADO, J.M. (1993). Neotectónica del borde oriental de la Cuenca de Madrid. Resúmenes XV Reunión de Xeoloxía e Minería do NO Peninsular, 56–59.

GOY, J.L.; SIMON, J.L. y ZAZO, C. (1989). Criterios geomorfológicos aplicados a la neotectónica. Monografías Sociedad Española de Geomorfología, 2.

I.T.G.E. (in litt.). Mapa y memoria explicativa de la Hoja nº 532 (Avila de los Caballeros) del Mapa Geológico Nacional 1:50.000 (MAGNA). (Realización 1991). Instituto Tecnológico y Geominero de España, Madrid.

JIMENEZ FUENTES, E. y CRUZ REYES, J.L. (1.976).– Los sistemas de fracturas del Valle del Jerte (Cáceres). Consideraciones sobre su evolución durante el Cenozóico. Bol. Geol. y Min. T. LXXXVIII pg 255–265.

JORDA PARDO, J. 1983. Evolución morfogenética de la vertiente NO de la Sierra de Francia y su relación con la fosa de Ciudad Rodrigo. Salamanca. Revista Provincial de Estudios, 8.

PEDRAZA, J. (1989). II Macizo Hespérico B) Sistema Central. en Bielza de Ory, V. (coord.) Territorio y Sociedad en España, I. Geografía Física. Altea Taurus Alfaguara, S.A. Madrid. 52–69.

POL.C.; SANCHEZ DEL CORRAL, A. y CARBALLEIRA, J. (1989). Neotectónica en la cuenca del Alto Tormes (Sistema Central, Avila): Influencia en la morfología fluvial. Geogaceta, 6. pag. 90–93).

PORTERO GARCIA, J.M. y AZNAR AGUILERA, J.M. (1.984).– Evolución morfotectónica y sedimentación terciaria en el Sistema Central y cuencas limítrofes (Duero–Tajo). I Cong. Esp. Geol. Tomo III pg 253–263.

RIBEIRO, A.; KULLBERG, M.C.; MANUPELLA, G. y PHIPPS, S: 1990. A review of Alpine tectonics in Portugal: foreland detachment and cover rocks. *Tectonophysics*, 184, 357–366.

RUBIO CAMPOS, J.C. (1.990).– Gemorfología y cuaternario de las sierras de la Nava y Béjar (Sistema Central Español). Tesis Doctoral. Un. Compl. de Madrid. Inédito.

VEGAS, R., (1993). Evolución posthercínica del Macizo Hespérico: Una revisión actualizada. *Resumes XV Reunión de Xeoloxía e Minería de NO Peninsular*, 135–136.

VEGAS R.; VAZQUEZ, J.T. y MARCOS, A. (1986). Tectónica alpina y morfogénesis en el Sistema Central Español. *Geogaceta*, 1, 24–25.

VEGAS, R.; VAZQUEZ, J.T.; SURIÑACH, E. y MARCOS, A. (1990). Model of distributed deformation, block rotations and crustal thickening for the formation of the Spanish central System. *Tectonophysics*, 184, 367–378.

WARBURTON, J. y ALVAREZ, C. 1989. A thrust tectonic interpretation of the Guadarrama mountains, Spanish Central System. *Asociación Geólogos y Geofísicos Esp. del Petróleo (AGGEP)*. Libro Homenaje a Rafael Soler, 147–157.