



Instituto Geológico
y Minero de España

**MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA
ESCALA 1:50.000**

ESTUDIO ESTRUCTURAL Y NEOTECTÓNICO

**HOJA N° 603 (17-24)
FUENSALIDA**

DOCUMENTACIÓN COMPLEMENTARIA

Diciembre 2000

INDICE

1. INTRODUCCIÓN

1.1. LA OROGENIA HERCÍNICA

1.2. LA OROGENIA ALPINA

1.2.1. La distensión mesozoica

1.2.2. La compresión terciaria

1.2.2.1. El periodo tectogenético

1.2.2.2. La distensión finineógena

1.2.2.3. Deformaciones cuaternarias

1. INTRODUCCIÓN

En la presente Hoja se reconocen materiales relacionados con las orogenias hercínica y alpina, siendo ésta última la creadora de la geometría actual del Sistema Central en forma de estructura levantada o uplift cabalgante sobre las cuencas terciarias limítrofes (del Duero, al norte, y del Tajo, al sur). En cuanto a la orogenia hercínica, es la responsable de las deformaciones principales y de los procesos metamórficos e ígneos que afectan a los materiales precámbricos y paleozoicos aflorantes en zonas próximas; la intensidad de dichos procesos impide el estudio de estructuras relacionadas con tectónicas anteriores.

La Hoja de Fuensalida posee una arquitectura y una geometría bastante sencilla, en la que apenas afloran materiales relacionados con la orogenia hercínica, siendo además la deformación en los depósitos terciarios poco evidente o de mínima envergadura, encontrándose estos en disposición horizontal o subhorizontal, salvo en los bordes del Sistema Central, por lo que cualquier tipo de interpretación estructural debe apoyarse en consideraciones de tipo regional o en deducciones derivadas de rasgos sedimentarios o geomorfológicos.

1.1. LA OROGENIA HERCÍNICA

En el presente capítulo, a pesar de la escasez de afloramientos relacionados con este importante evento, se hace una referencia general a los procesos, características y acontecimientos que acaecieron durante el Paleozoico y que motivaron la estructuración de los materiales precambrios y paleozoicos, así como los distintos procesos ígneos y metamórficos que acompañaron a la deformación.

El modelo comúnmente aceptado para explicar la estructura hercínica del Sistema Central considera tres fases principales de deformación (MACAYA *et al.*, 1991). La primera fase (D1), de carácter dúctil, da lugar a pliegues más o menos tumbados vergentes al este, que se generan con una fuerte componente de cizalla simple subhorizontal, a los que se asocia una esquistosidad de plano axial muy penetrativa. Esta esquistosidad, que puede variar desde una slaty cleavage en los niveles estructuralmente superiores hasta una schistosity en los inferiores, está generalmente modificada y reorientada por las deformaciones posteriores, pudiendo aparecer como la esquistosidad dominante o como una esquistosidad relictiva, tanto a nivel de afloramientos como microscópicamente en los porfiroblastos.

La segunda fase (D2) es en realidad una prolongación de la anterior, puesto que se identifica con la localización de la deformación D1 en zonas de cizalla dúctil subhorizontales en las que se produce una fuerte milonitización mediante el desarrollo de fábricas dúctiles no coaxiales. Ambas, D1 y D2, forman parte de un mismo proceso, iniciado con la formación de pliegues que gradualmente se reorientan hasta una posición subhorizontal y culminado con el desarrollo de zonas de cizalla dúctil en algunos de los flancos inversos.

La tercera fase (D3) tiene carácter retrovergente, relacionándose con ella algunas de las principales macroestructuras del Sistema Central (MACAYA *et al.* 1991), generando una esquistosidad de crenulación de intensidad variable especialmente penetrativa en las zonas de plano axial de dichas macroestructuras.

En el sector meridional del macizo metamórfico de Escorial-Villa de Prado, perteneciente a la vecina Hoja de Métrida, muy próxima al área de estudio, el conjunto metasedimentario presenta una fábrica principal de tipo planar (Sp) o plano-lineal (Sp-Lp) definida por la presencia de niveles cuarzo-feldespáticos claros (frecuentemente con cordierita), que aparecen englobados en una matriz biotítico-silimanítica oscura; en los pareneses, la profusión de los niveles leucocráticos confiere a la fábrica un carácter bandeados.

Con posterioridad a la D3, en el Sistema Central se suelen citar fases tardías que producen pliegues de gran longitud de onda y pequeña amplitud, así como una supuesta cuarta fase de deformación (D4) a la que se atribuyen pliegues de dirección aproximada N-S y plano axial subvertical, con ocasional esquistosidad de crenulación grosera.

También en la literatura se cita una quinta fase (D5) cuya relación de temporalidad respecto a la anterior es dudosa, sin descartarse una cierta simultaneidad entre ambas e incluso un orden invertido. Esta fase generaría pliegues de dirección aproximada E-O, también con planos axiales subverticales, cuya geometría a escala de detalle es, en algunos casos, de tipo chevron o kink inversos; con ella se relaciona una esquistosidad de crenulación subvertical y transversa a las fábricas principales, citada en determinados puntos del Sistema Central.

En las zonas de mayor grado metamórfico del Sistema Central se encuentran, fundamentalmente dentro del conjunto de neises glandulares, estructuras nebulíticas

cuya geometría interna y planar y sus relaciones con la fábrica principal indican un movimiento de componente normal producido por una extensión N-S. Según CASQUET *et al.* (1988), estas estructuras son indicadoras de una etapa de extensión homogénea finihercínica en todo el ámbito del Sistema Central, cuyas macroestructuras más relevantes son los accidentes extensionales que delimitan las zonas de alto grado metamórfico. Según estos autores, el emplazamiento de los granitoides del Sistema Central, con la excepción de los más tardíos, estaría controlado por esta etapa extensional.

DOBLAS (1989, 1991) y DOBLAS *et al.*, (1988, 1994), proponen la existencia de una tectónica extensional finihercínica para todo el Sistema Central, a modo de “metamorphic core complexes”, caracterizado principalmente por detachments de dirección E-O y fallas de transferencia de dirección N-S, que no han sido encontradas en la zona de estudio.

Posteriormente, y hasta cierto punto condicionada por la etapa anterior, se produjo una intensa fracturación tradicionalmente denominada “tardihercínica” en sentido amplio, en la CAPOTE *et al.* (1987) reconocen dos etapas. La primera, denominada “etapa Malagón”, se caracteriza por el emplazamiento de diques de pórfidos graníticos con direcciones predominantes E-O, que indican una extensión uniaxial según un eje N-S a NE-SO. En los estadios finales de esta etapa, todavía bajo un régimen de deformación de tipo dúctil, se producirían desgarres que afectarían a los diques de pórfidos graníticos.

La segunda etapa o fracturación tardihercínica en sentido estricto, ha sido denominada por CAPOTE *et al.* (1987) “etapa Hiendelaencina” y se produjo en un régimen deformacional de tipo frágil durante el cual se generaron desgarres y fallas normales con movimientos en dirección que se agrupan según las directrices principales N10-30° y N 70-90, así como extensiones radiales, que favorecerían el máximo emplazamiento de diques de cuarzo y el desarrollo de procesos hidrotermales. Para esta etapa DE VICENTE *et al.* (1986) estiman una dirección de acortamiento horizontal constante entre N35 y N55, y a ella deben corresponder las abundantes fallas y fracturas que afectan a todos los materiales hercínicos especialmente a los cuerpos correspondientes a las intrusiones graníticas.

1.2. LA OROGENIA ALPINA

Los materiales cenozoicos que afloran en la Hoja, poseen una estructuración tectónica alpina en general poco evidente o de mínima envergadura, por lo que cualquier tipo de interpretación estructural debe apoyarse en consideraciones de tipo regional o en deducciones derivadas de rasgos sedimentarios o geomorfológicos.

A grandes rasgos, el ciclo alpino puede dividirse en dos grandes etapas: sedimentaria, caracterizada por una distensión generalizada, y tectogenética, desarrollada bajo un régimen compresivo. La evolución de ambas etapas ha estado fuertemente condicionada por los accidentes creados en el periodo tardihercínico, que durante la distensión limitarían las cuencas sedimentarias, en tanto que a lo largo de la compresión, en un proceso de inversión tectónica, favorecerían el ascenso de los bloques llamados a ser relieve positivos.

1.2.1. La distensión mesozoica

La ausencia de depósitos correspondientes al periodo comprendido entre el Pérmico y el Cretácico en la región dificulta notablemente la interpretación de la evolución mesozoica; no obstante, permite suponer que el grado de incidencia que tuvieron determinados eventos tectónicos del ciclo alpino (estructuración de cuencas pérmicas, rifting triásico y finjurásico) fue nulo o muy atenuado en el ámbito del Sistema Central. Por otra parte, la existencia de un cierto control tectónico durante el depósito del Cretácico superior en el sector oriental de la cadena ha sido señalada por diversos autores (ALONSO, 1981; ALONSO y MAS, 1982), de tal manera que la geometría de las cuencas y la distribución de sus facies estarían condicionadas por dos directrices fundamentales: N110-120° y N20-30°.

1.2.2. La compresión terciaria

Aunque el Cenozoico se caracteriza por un régimen compresivo que a lo largo del Terciario ha configurado la estructura del Sistema Central y la Cuenca de Madrid, a finales del Mioceno se implanta un nuevo régimen distensivo que ha elaborado sobre aquélla los retoques perceptibles hoy día.

1.2.2.1. El periodo tectogenético

El proceso de individualización del Sistema Central se inició a finales del Cretácico o comienzos del Terciario a partir de la “Bóveda Castellano-Extremeña” (ALÍA, 1976), megaestructura generada bajo un régimen compresivo y que limitaría dos cuencas de diferente evolución a ambos lados de la línea Madrid-Toledo. No obstante, a tenor de la homogeneidad de las facies garumnienses a ambos lados del Sistema Central actual es preciso suponer que la separación de las cuencas del Duero y Tajo no se produjo hasta finales del Eoceno; como consecuencia de un evento compresivo de dirección NO-SE coincidente con la tradicional fase Pirenaica; durante ésta se acentuaría el desnivel entre la cordillera y las cuencas mediante la creación de fallas inversas de elevado ángulo en los flancos de la bóveda, en cuya zona axial se crearían pequeñas cuencas por distensión.

En cualquier caso, aún sería preciso el concurso sucesivo de las tradicionales fases Castellana (Oligoceno) y Neocastellana (Aragoniente) para que las cuencas adquiriesen prácticamente su geometría actual mediante una restricción de su superficie, pudiendo decirse lo mismo de los bordes montañosos circundantes (Sierra de Altomira, Montes de Toledo y Sistema Central), en este caso mediante la creación de enérgicos relieves.

A lo largo de la fase Castellana, también conocida como "etapa Altomira" (CAPOTE *et al.*, 1990; CALVO *et al.*, 1991), el borde oriental fue el más activo; así, en respuesta a un acortamiento regional de dirección N90-110° se produjo el cabalgamiento de orientación submeridiana de la Sierra de Altomira sobre la Cuenca de Madrid, que de este modo quedaría parcialmente individualizada de la Depresión Intermedia. De esta forma, en el Mioceno inferior, la Cuenca de Madrid se habría configurado como una depresión endorreica de forma triangular cuyo relleno estaría presidido por una orla de sistemas aluviales en cuyo interior se desarrollarían ambientes lacustres. Dado que la Sierra de Altomira actuaría como margen estable, las variaciones en el dispositivo sedimentario durante el Mioceno obedecieron principalmente al distinto comportamiento de los Montes de Toledo y el Sistema Central, siendo éste el sistema montañoso de mayor influencia, estructurándose a modo de rhomb horst (PORTERO y AZNAR, 1984) de comportamiento complejo debido al giro de los esfuerzos.

Con este dispositivo se produjo el depósito de la Unidad Inferior (Aragoniente inferior-medio), abortado por el desencadenamiento de la fase Neocastellana, también llamada “etapa Guadarrama” (CALVO *et al.*, 1991), que produjo el máximo acortamiento en la

región, bajo un régimen de esfuerzos compresivos de orientación N155°. El resultado fue que el borde septentrional, con carácter de falla inversa de orientación N60-70° cabalgante hacia el sur, adquiriese un protagonismo casi exclusivo frente a la pasividad de los restantes bordes montañosos. Debido a ello, los sistemas aluviales de la Unidad Intermedia progradaron hacia el sector central de la cuenca desplazando los ambientes lacustres hacia el meridional. En el Aragoniense superior, un nuevo impulso dentro del evento Guadarrama reactivó los sistemas aluviales, dando paso al ciclo superior de la Unidad Intermedia.

Esta etapa dio lugar igualmente a la configuración prácticamente definitiva del Sistema Central en forma de uplift cabalgante sobre las cuencas limítrofes, estructura que se ha explicado recientemente como un mega pop-up (BUTLER, 1982) intracratónico, emergente por encima de una superficie intracrustal de despegue, situada a unos 8 km de profundidad que, procedente de las Cordilleras Béticas, transmitiría hacia el antepaís los esfuerzos derivados de la formación de esta última cadena (BANKS y WARBURTON, 1986; WARBURTON y ÁLVAREZ, 1989).

Aproximándose a esta idea, pero perfilando algunos detalles de la geología de superficie e integrando datos de paleoesfuerzos y gravimétricos, DE VICENTE *et al.* (1991 y 1994) han propuesto un modelo general para la evolución alpina del Sistema Central. Las estructuras compresivas principales corresponden a cabalgamientos de dirección N45-N80° cuyo movimiento diferencial está regulado por fallas de transferencia con direcciones N130° (desgarres dextrales) y N20° (desgarres sinestrales). Estos cabalgamientos enraizarían en una superficie intracrustal de despegue, que en un perfil escalonado estaría localizada a unos 9 km de profundidad en el sector septentrional de la cadena y a unos 16 km en el sector meridional. Los pliegues que dibuja la cobertura mesozoica y, en su ausencia el techo del basamento, se interpretan como "pliegues de acomodación" o fault bend folds (SUPPE, 1985; JAMISON, 1986) ya que se producen por la adaptación de los bloques de techo a la geometría de las rampas sobre las que deslizan; los autores mencionados deducen una dirección de acortamiento máximo en torno a los N150°.

El perfil escalonado de la superficie intracrustal de despegue podría justificar la asimetría de la cadena, cuya vertiente septentrional es más escalonada, con presencia de numerosos cabalgamientos de bajo o medio ángulo y un cabalgamiento frontal con menor salto que en la vertiente meridional; en ésta existen menos cabalgamientos, pero

con mayor ángulo de buzamiento, permitiendo que la imbricación sobre la Cuenca de Madrid se realice en una franja estrecha.

Este accidente se reconoce con facilidad en los perfiles sísmicos de la Cuenca de Madrid como un plano inclinado contra el que chocan todos los reflectores identificados (RACERO, 1988). Estos perfiles también ponen de manifiesto que la imbricación del Sistema Central sobre la cuenca produjo un efecto de subsidencia por bending que ha determinado la forma asimétrica de esta última, facilitando una mayor acumulación de depósitos terciarios en su margen noroccidental que en el oriental, donde la Sierra de Altomira y su entorno funcionaron como un alto relativo (antes y después de su emplazamiento).

El cabalgamiento del Sistema Central sobre la Cuenca de Madrid apenas transcurre por el ángulo noroccidental de la Hoja con dirección N50°, presentando una traza segmentada por fallas de transferencia que poseen orientación noroeste a sureste de dirección N125-130°. Aunque el cabalgamiento es perceptible en la carretera de Nombela a Pelahustán, el mejor punto de observación se localiza al noreste de Nombela, donde se manifiesta como una falla inversa cuyo plano presenta un buzamiento de 80° hacia el noroeste, valor reflejado por la traza rectilínea de cada uno de los segmentos; a través de un plano neto, la falla pone en contacto los monzogranitos biotíticos tipo Chozas de Puerto Real (unidad 2), sobre las facies arcósicas con grandes bloques y de edad aragoniense (unidad 5). Este conjunto presenta buzamientos elevados junto al plano de falla debido a un efecto de arrastre de la propia falla. El accidente principal aparece interrumpido por una falla de transferencia sinestral más nítida aún, de orientación NE-SO y salto de orden decamétrico.

El hecho de que el cabalgamiento afecte a los materiales del ciclo inferior de la Unidad Intermedia y de que aparezcan fosilizados por los del ciclo superior en zonas próximas (Villa del Prado), señala que la actividad de la falla cesó a comienzos del Aragoniense superior, al menos en esta zona, si bien en sectores más nororientales del Sistema Central (Hoja de Colmenar Viejo, 534), depósitos de esta edad aparecen afectados por dicha accidente.

Más difícil es precisar el origen y el periodo de funcionamiento de la densa red de fracturación que afecta al conjunto hercínico, aunque dos de sus familias principales, N45-80°, y N100-120° parecen corresponder a accidentes tardihercínicos reactivados durante esta etapa; si bien, en zonas próximas y relacionados con los relieves graníticos

(Hoja 580, Méntrida), algunas de las fallas podrían tener un origen alpino o ser la respuesta a fenómenos de descompresión del macizo granítico.,

1.2.2.2. La distensión finineógena

El régimen geodinámico característico del Terciario cambió de forma drástica en el Vallesiense, estableciéndose una distensión de orientación N70-80° cuya principal manifestación en el Sistema Central fue la actuación de desgarres de dirección N160-170° (DE VICENTE *et al.*, 1994; CAÑAVERAS *et al.*, 1994), coincidiendo con el meridiano de Cadalso de los Vidrios (Hoja 580, Méntrida) y que tal vez sean los causantes de algunos de los “descuelgues” entre superficies de erosión. El reflejo de este evento en la cuenca, conocido como “fase Torrelaguna”, fue el cambio del régimen sedimentario que condicionó el depósito de la Unidad Superior, probablemente al adquirir la cuenca un carácter exorreico (IGME, 1975; CALVO *et al.*, 1990).

Las deformaciones observadas en distintos puntos de la cuenca afectando a materiales del Mioceno superior, con orientaciones subparalelas al borde del Sistema Central, son indicativas de deformaciones regionales recientes, asimilables con las fases Iberomanchega I y II (AGUIRRE *et al.*, 1976), acontecidas en el Plioceno, sobre cuyo régimen tectónico no existe unanimidad entre los diversos autores.

1.2.2.3. Deformaciones cuaternarias

Durante el Cuaternario, la Cuenca de Madrid no ha permanecido estable, sino que ha sufrido deformaciones de envergadura muy variable, cuyo efecto son desnivelaciones de superficies y evoluciones anómalas de la red de drenaje, debidas fundamentalmente al juego de bloques del sustrato, basculamientos y deformaciones en materiales salinos, allí donde existen.

En general, la naturaleza litológica del relleno de la cuenca no favorece el reflejo superficial de la tectónica frágil que ha afectado a los materiales del basamento (ALÍA, 1960; MARTÍN ESCORZA, 1974 y 1976, HERNÁNDEZ FERNÁNDEZ, 1971), aunque ocasionalmente se manifiesta en los materiales más rígidos; en cualquier caso, la jerarquización de la red fluvial en las facies arcósicas parece responder a un patrón de fracturación del sustrato, al menos en algunas zonas. Entre estas deformaciones de tipo regional (CAPOTE y CARRO, 1968; IGME, 1975; CAPOTE y FERNÁNDEZ CASALS, 1978) es preciso señalar los pliegues de amplio radio, así como las suaves inclinaciones

de algunos contactos entre los diversos ciclos, interpretadas como basculamientos o como un juego de bloques en respuesta a la fracturación del zócalo.

La geometría de la red fluvial actual y sus correspondientes depósitos de terraza constituyen el principal instrumento determinativo de los accidentes del sustrato que han tenido incidencia en la evolución reciente. A pequeña escala, diversos arroyos y barrancos presentan trazados rectilíneos y moderados a fuertes encajamientos, como respuesta a fracturas carentes de salto en superficie, destacando los de dirección N100-130°.

El valle del Alberche, concretamente entre Aldea del Fresno y Escalona, PEDRAZA (1976), lo atribuye en origen a una depresión de “borde”, paralela a la dirección actual del Sistema Central condicionada por la actividad tectónica reciente, puesta de manifiesto bien por una serie de criterios tales como procesos morfogenéticos (divisorias, desarrollo de vertientes glacis escalonadas, glacis de ladera y terrazas) o tectónicos, al encontrar dicho autor terrazas ligeramente basculadas e incluso contactos por falla así como fenómenos de subsidencia anómalos en el cauce actual.