

Los sistemas de fracturas del Valle del Jerte (Cáceres). Consideraciones sobre su evolución durante el Cenozoico

Por E. JIMENEZ FUENTES (*) y J. L. CRUZ REYES (**)

RESUMEN

Se da una nueva interpretación a las lineaciones aerofotográficas del Valle del Jerte, conclusiones sobre la tectónica de la región que aportan.

Las fracturas del Valle del Jerte se reparten en los siguientes sistemas: NE-SW o del Alentejo-Plasencia, NNE-SSW o de Valdastillas, NW-SE a WNW-ESE o "transverso" y W-E o de Cabezuela (que, por basculamiento puede resultar WNW-ESE).

Todos los sistemas son originariamente hercínicos o tardihercínicos, con importantes rejuegos alpinos. Se ha podido comprobar la casi absoluta tranquilidad tectónica local de la "falla de Plasencia" y de las del sistema de Cabezuela a partir del Mioceno.

La falla de Valdastillas separa dos zonas en el Valle. Al W los sistemas de fracturas son más armónicos. Al E interfieren todos entre sí.

La evolución del Valle durante el Terciario fue la siguiente: 1) Formación fundamental de este segmento del Sistema Central según las directrices generales de direcciones W-E y SW-NE. 2) Formación de la primitiva superficie de erosión fundamental o "superior". 3) Levantamientos y hundimientos parciales, principalmente según el sistema de Valdastillas. Daría lugar a fosas interiores y peldaños exteriores. 4) Rejuego principal del sistema transverso que provoca un escalonamiento hacia el SW. El nivel de erosión superior se cuarteaba nuevamente. 5) Reajustes verticales cuaternarios, muy fuertes en la mitad E del Valle; fenómenos glaciares y periglaciares; formación del nivel de erosión inferior. 6) Encajamiento de la red hidrográfica actual.

ABSTRACT

A new interpretation of the aerophotographic lineaments of the Jerte Valley which permits to get important conclusions on the tectonics of the area and of the neighbouring region is given in this paper.

The fractures of the Jerte Valley are distributed according to the following systems: NE-SW (Alentejo-Plasencia system), NNE-SSW (Valdastillas system), NW-SE to WNW-ESE (transverse system), and W-E —or WNW-ESE, when tilted— (Cabezuela system). All these fractures are Hercynian or Late (Hercynian in age, and were reactivated during Alpine times. However, after the Miocene, there was an almost complete lack of tectonic activity along the Plasencia fault and the Cabezuela system.

The geological history of the Jerte Valley during the Tertiary can be resume as follow: 1) Formation of the Jerte block, to the west of Gredos, bounded by the W-E and SW-NE tectonic trendings, which prevail in this part of the Spanish Central Cordillera. 2) Development of the early erosion surface (upper level). 3) Local vertical movements of blocks bounded by the Valdastillas fault system. 4) Reactivation of the transverse system, an "en echelon" subsidence towards the SW. 5) Vertical readjustments during the Quaternary, specially in the eastern half of the Jerte Valley; glacial and periglacial activity; development of a new erosion surface (lower level). 6) Rejuvenation of the fluvial network.

(*) Departamento de Geología. Facultad de Ciencias, Salamanca.

(**) Departamento de Geografía, Facultad de Filosofía y Letras, Salamanca.

INTRODUCCION

El valle del río Jerte constituye uno de los corredores naturales que enlazan Extremadura con la submeseta Norte. El valle del Alagón es el paso hacia el N, hacia la provincia de Salamanca, mientras que el NE está abierto hacia Avila por el que es objeto de esta memoria. Si ambos divergen de Plasencia, dando a esta ciudad la importancia estratégica fundamental que tiene, otro tanto puede decirse de Barco de Avila, ciudad que se encuentra en continuidad con el valle del Jerte por el de Aravalle, y que es nudo del que irradian notables vías de comunicación.

El río Jerte, que da nombre al valle hasta Plasencia, se encuentra flanqueado al NW por las estribaciones de los Montes de Traslasierra y Sierra del Candelario, con alturas ascendentes de SW a NE (Gordo, 997 m.; Pitolero, 1.350; Cabeza del Santo, 2.480; Cerbunal, 1.589; Camocho, 1.826; Valdeamor, 1.845; Nijarra, 2.214; El Torreón, 2.395, y Calvitero, 2.425). Por el SE están las Sierras de San Bernabé y de Tormantos, con elevaciones máximas también hacia el NE (Cancho Pinote, 802 m.; Villavieja, 910; Cerro Bullón, 1.115; Pico del Puerto, 1.286; Peña Negra, 1.432; Pozo, 1.725; Panera, 1.811; *Cervunal, 2.004; Tormantos, 2.100, y Covacha, con 2.399 m.), empalmando con la Sierra de Gredos. Varios contrafuertes transversales dan forma al valle en su cabecera.

Por lo que se refiere a su curso inferior de aguas, el valle tiene una fuerte pendiente: el Puerto de Tornavacas o de Castilla está a 1.277 m.; Tornavacas (a sólo 3 Km.), a 871; Jerte, a 604; Cabezuela del Valle, a 515; Navaconcejo, a 445. Plasencia, situada a 45 Km. del Puerto de Tornavacas, está a 320 m. Esta diferencia de altura tan notable crea el mayor contraste térmico del Sistema Central, lo que se manifiesta espectacularmente en todos los aspectos que de ello derivan.

ASPECTOS GEOLOGICOS GENERALES

El marco geológico de la región se encuentra dentro del conjunto del Sistema Central, como segmento occidental de la Sierra de Gredos en su transición al sector portugués. Sus características generales, origen y evolución en conjunto, así como los fenómenos glaciares que en él han tenido lugar, han sido tratados por gran cantidad de autores,

cuya referencia y comentarios han sido reflejados en la tesis doctoral de uno de nosotros (CRUZ, 1976).

La cartografía geológica más reciente en su entorno provincial es la de RAMÍREZ (1971), ARRIBAS y JIMÉNEZ (1971, 1972) y GARCÍA DE FIGUEROLA y TEIXEIRA (1975).

Los aspectos litológicos locales han sido tratados por GARCÍA DE FIGUEROLA (1963), RAMÍREZ (1971) y UGIDOS (1974), al que se debe su estudio más detallado. Este autor especifica que los granitos de grano medio y con biotita son dominantes o exclusivos en un área muy importante del valle. Distingue una banda neísico-milonítica en El Torno, Casas del Castañar y Barrado, desgarrada dextralmente por la "falla de Plasencia o del Jerte", y da una cartografía detallada de todo el complejo granítico y migmatítico, separando dos etapas hercínicas de intrusión.

El Paleozoico que aflora en las inmediaciones de Plasencia no ha sido objeto de monografías detalladas, encuadrándose dentro del conjunto preordovícico del Oeste peninsular.

Completan el panorama geológico general los materiales terciarios y cuaternarios. Aquellos, que rozan el contorno del valle en Plasencia, han sido datados como vindobonienses (F. HERNÁNDEZ PACHECO y CRUSAFONT, 1960). El Cuaternario está representado por diversos aterrazamientos, conos de deyección, eboúlfs, canchales de ladera, suelos rojos y materiales aluviales.

ANALISIS DE LAS LINEACIONES

La observación aerofotográfica del Valle del Jerte evidencia que, salvo excepciones, las lineaciones no son continuas durante largos trayectos, sino todo lo contrario. Esto, en investigaciones anteriores a la nuestra puede haber sido interpretado como pequeñas fracturas o diaclasas de escasa o nula importancia geomorfológica —salvo por el hecho de encajar cauces torrenciales.

Según ello, el valle se habría formado casi exclusivamente por la acentuación erosiva a favor del principal accidente tectónico: la falla —o mejor, área fallada— de Alentejo-Plasencia. Las fracturas no habrían funcionado desde tiempos muy remotos y las diversas superficies de erosión, en caso de haberlas, se explicarían por la sucesión de ciclos erosivos, de acuerdo con SCHWENZNER (1936).

Sin embargo, esta explicación no nos dejaba satisfechos, dada la gran estrechez y profundidad del valle. Resultaba sugestiva para nosotros la idea de que su formación había estado condicionada no sólo por la intensa erosión, sino también por la acción combinada de hundimientos de bloques, siguiendo las directrices expuestas por BIROT y SOLÉ SARARÍS (1954).

La mayoría de los autores que han investigado la región dan una edad tardihercínica a la fracturación del Macizo Hespérico. La formación del Sistema Central ha sido efecto del levantamiento alpino a favor de directrices tectónicas muy importantes, con rejuego de las fracturas en tiempos cenozoicos, lo que condicionaría la creación de cuencas terciarias de hundimiento. En tal sentido, BISCHOFF (1975) observa que no hay diferencias esenciales entre la red de lineaciones del Macizo Hespérico y de las cuencas terciarias. Este autor da para todo el conjunto del centro de la Península Ibérica las siguientes fotolineaciones: NE-SW ("de Plasencia"), ENE-WSW (N 65° E), NNE-SSW (N 25° E), E-W (N 95° E) ("de Toledo"), NW-SE (N 125° E) ("de Ventaniella") y NNW-SSE (N 165° E). Parcialmente, para la zona de Cáceres - Plasencia - Barco de Avila, las fotolineaciones más importantes son: en primer lugar, la NE-SW, seguida de la NNE-SSW y algo menos la ENE-WSW. La lineación ESE-WNW es menos frecuente. En la Sierra de Gredos, las frecuencias de fotolineaciones varían, pasando a ocupar la preponderancia las de dirección NNE-SSW, seguidas por la NE-SW. Las ESE-WNW son más frecuentes que en la zona anterior y aparece la N-S.

Consideramos importante el trabajo de BISCHOFF por cuanto, valiéndose de los fotogramas del satélite ERST-1, proporciona valiosa información de conjunto sobre un amplísimo área, así como sobre las condiciones cambiantes en diversas zonas.

Por lo que se refiere a las direcciones principales de fracturación en el área sur de Salamanca diremos que son, según ORDOÑEZ (1974): NW-SE (fracturas a las que da edad hercínica, a veces reactivada posteriormente), N 50 a 60° E y N 10° E. Otros autores consideran, además, las WNW-ESE.

Los especialistas en el Macizo Hespérico van percatándose poco a poco de la importancia del rejue-

go de las fracturas tardihercínicas en tiempos posteriores. Dicha importancia ha sido puesta de manifiesto en el SW de la Cuenca Terciaria del Duero por uno de nosotros (JIMÉNEZ, 1972, 1973), estableciendo dos grandes agrupaciones de fracturas subparalelas: *Sistema de Alba-Villoria* y *Sistema de Salamanca*, de direcciones, respectivamente, NNW-SSE y WNW-ESE. Un tercer sistema de dirección NW-SE está siendo investigado actualmente. En un trabajo reciente (JIMÉNEZ, 1974) se viene a demostrar la mayor antigüedad —dentro del rejuego alpino— del "Sistema de Salamanca" por estar desgarrado por el "de Alba-Villoria". Tal desgarro no es real, sino aparente, y se debe a un efecto geométrico (JIMÉNEZ, 1975). En cuanto al sistema "de Alba-Villoria" pensamos que su rejuego ha debido ser intermitente en diversas épocas del Terciario, siendo su último movimiento importante inmediatamente anterior al Vallesiense. Sin embargo, no descartamos ligeros reajustes posteriores, que pueden haber provocado la alineación de los grandes cursos de agua desde tiempos postpontienses.

Por otra parte, NICOLAU (1974), investigando la falla de Carbajosa de La Sagrada, que afecta al borde del Preluteciense en contacto con el Paleozoico, viene a demostrar un sentido de movimiento terciario opuesto al que se había producido en tiempos anteriores. Más tarde, ORDÓÑEZ (1974, pág. 555) apunta esta misma posibilidad, sin que esté muy clara su deducción.

Se deduce de todo ello que en el Valle del Jerte hay que distinguir, por afinidad con zonas limítrofes, tres grandes fases tectónicas:

A) FASES HERCÍNICAS Y TARDIHERCÍNICAS.

Darían lugar a la intrusión de los materiales ígneos y posteriormente al cuarteamiento de la región según las directrices principales de fracturación y diaclasamiento. Especialmente importante es la formación del dique de Alentejo - Plasencia a favor de una zona de fracturación con desgarre dextral (sobre la importancia y petrología de este dique, de más de 500 Km. de longitud, véanse las obras de GARCÍA DE FIGUEROLA y CARNICERO (1973), UGIDOS (1974), GARCÍA DE FIGUEROLA, CORRETGÉ y BEA (1974), VEGAS (1974), y ARENILLAS, SAAVEDRA y ARRIBAS (1975).

B) FASES TERCIARIAS.

Hasta ahora, las evidencias de que la orogenia alpina había rejugado sobre fracturas más antiguas sólo se habían intuido en otras regiones. El encajamiento de cuencas terciarias al SW de Plasencia y su relleno debe achacarse a tiempos neógenos, pero no hay que olvidar una influencia paleógena, ya que es patente en los bordes de la Cuenca del Duero, al NE de esta región, donde aparecen pequeños manchones colgados del Preluteciense (el mayor de ellos, en San García de Ingelmos). También se han achacado al Terciario los trituramientos de los labios de la "falla de Plasencia" (op. cit.). Suponemos que las fases tectónicas deben haber sido, por lo menos, cuatro, que corresponden a los albores del Terciario, Preluteciense, finales de Oligoceno y Prepontense. A ellas hay que añadir la Finitercia-ria, que explica la potente sidementación de "rañas".

La orogenia alpina no puede haber tenido los mismos efectos que la hercíniana. En primer lugar, porque, debido al giro de la Península Ibérica, la dirección de esfuerzos no sea la misma. En segundo, porque el primitivo desgarre de la "falla de Alentejo-Plasencia" y otras posibles provocaría, durante el Terciario, no la actualización de las anteriores líneas de fractura, sino solamente en una parte de las mismas y la adaptación en su continuación mediante zonas de trituración. Por tanto, el efecto de "desgarre" sólo es patente en términos hercínicos y en los caracteres tectónicos originales, pero estos últimos deben haber sido borrados por la reactivación tectónica alpina.

C) REAJUSTES RECIENTES.

Los movimientos pueden haber continuado con posterioridad al Pontense, tal como se ha deducido en los bordes SW y S de la Cuenca del Duero. Sin embargo, no es un hecho hasta ahora muy patente en dichas regiones, salvo por el encajamiento rectilíneo de las redes fluviales. En el Sistema Central, como zona de mayor inestabilidad, los procesos pueden haber sido de mayor intensidad.

LA FRACTURACION EN EL VALLE DEL JERTE

De acuerdo con estas ideas, nuevas por considerar que la tectónica alpina enmascara a la hercínica, hemos dado a las lineaciones aerofotográficas

un nuevo sentido, tratando de buscar las dependencias de cada una con las más próximas (fig. 1).

En algunos casos, la presencia de las fracturas ha sido comprobada en el campo, donde pueden llegar a verse espejos de falla; en otros han sido corroboradas por otros investigadores. La continuación de algunas, en ciertos tramos, no ha podido realizarse por estar situadas en zonas de intensísimo diaclasado.

Las direcciones de fracturación del Valle del Jerte están repartidas, como era de esperar según lo expuesto en el apartado anterior, en cuatro sistemas: NE-SW, NNE-SSW, WNW-ESE y W-E.

A) SISTEMA NE-SW ("de Alentejo-Plasencia").

Lo incluimos en primer lugar por su enorme importancia a gran escala, aunque su frecuencia local es menor que la de otros sistemas.

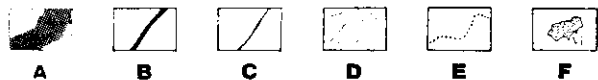
Está caracterizado por la zona de fracturación con trituramiento que, igual que otros autores, llamaremos para simplificar "falla de Plasencia" (también nombrada "del Jerte". UGIDOS (op. cit.) ha cartografiado en el valle una banda neísico-milonítica, perpendicular a su trayecto, desgarrada dextralmente. Sin embargo, este evidente desgarre no es patente por lo que se refiere a la tectónica de fracturas: las que cortan a la falla de Plasencia no sufren apenas distorsión en su trayecto.

De ello se deducen dos consecuencias:

a) Tal como habíamos supuesto, la actual linealidad de las fracturas es de confección alpina. Esta es una adaptación a la estructura hercínica, a la que borra por completo.

b) Dicha adaptación nos parece imposible sin que se haya producido movimiento de la falla de Plasencia. Dado que no hay desparre aparente (es decir, resultado geométrico, ver JIMÉNEZ, 1975), dicho movimiento tiene que ser localmente vertical.

Es de destacar que GARCÍA DE FIGUEROA y CARNICERO (op. cit.), al referirse al gran dique del Alentejo-Plasencia, al NE de esta zona, declaran que "ha sufrido efectos tectónicos posteriores a su emplazamiento con cortos desplazamientos o procesos de trituración por los sistemas N 30-35° E y E-W.



Esquema tectónico del Valle del Jerte
 (E. Jiménez - J. L. Cruz, 1975)

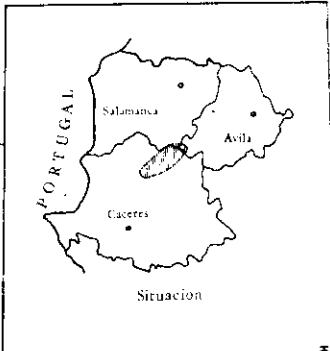
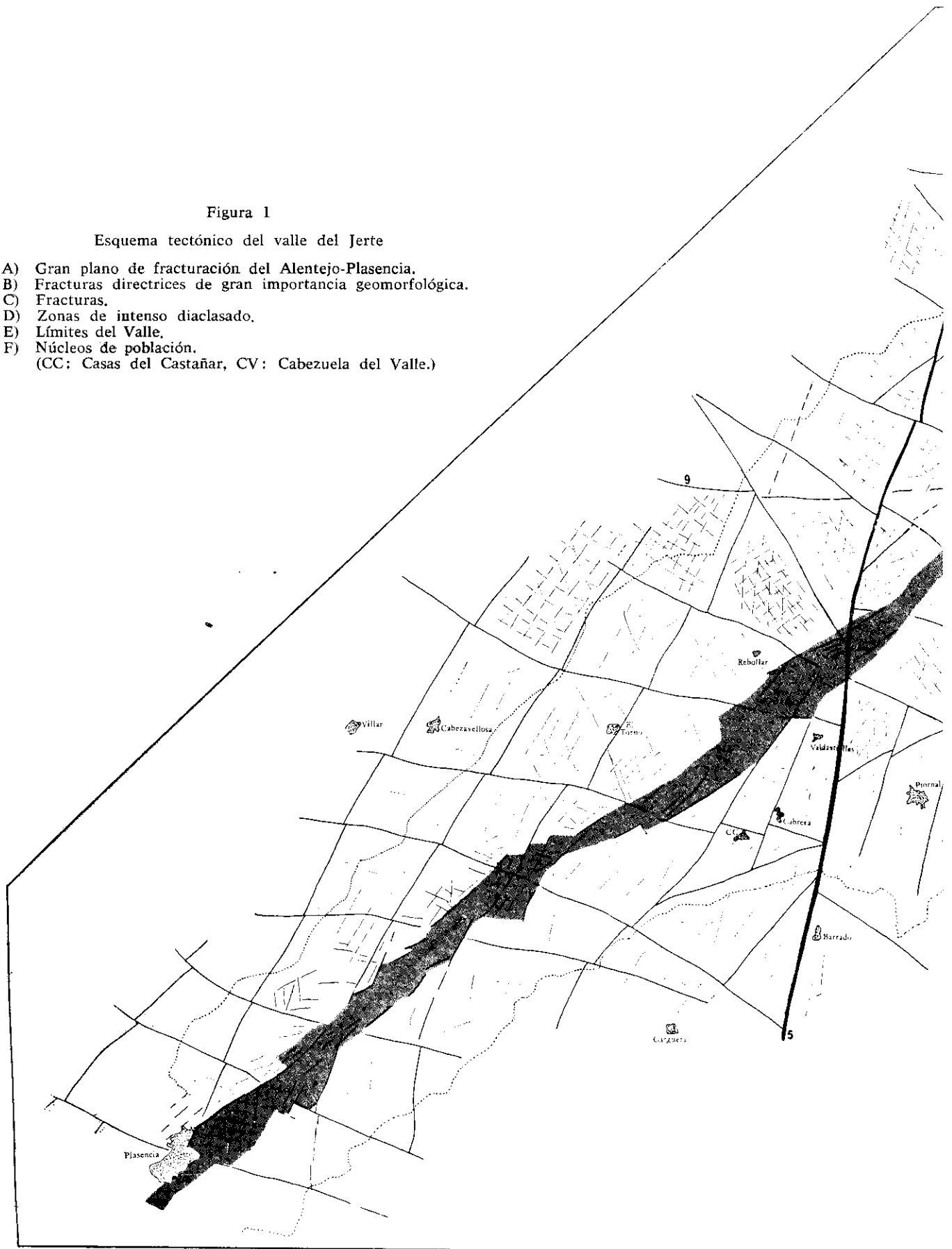
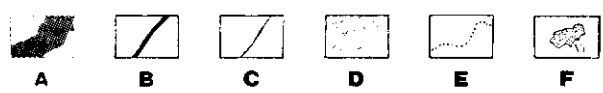
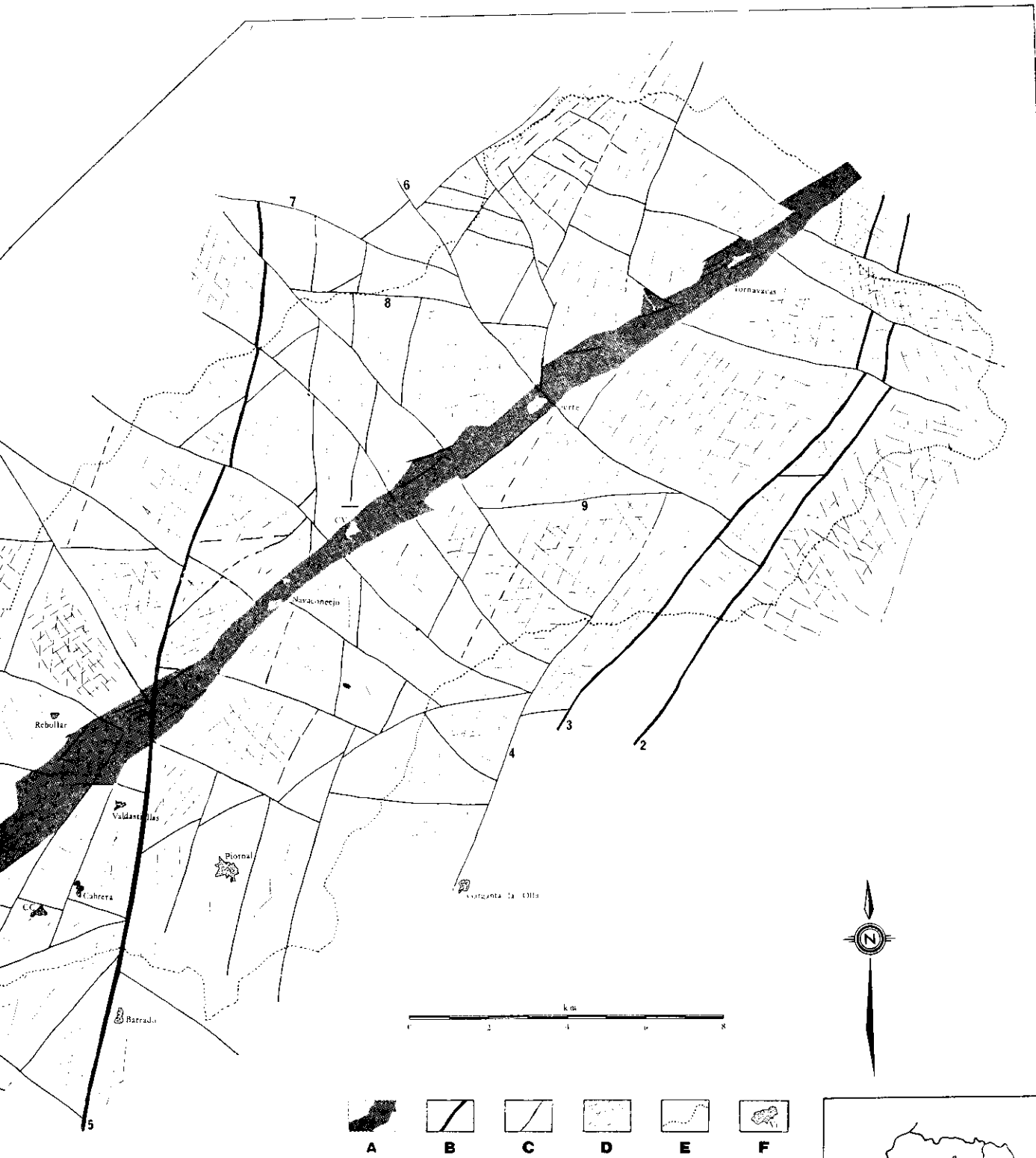


Figura 1

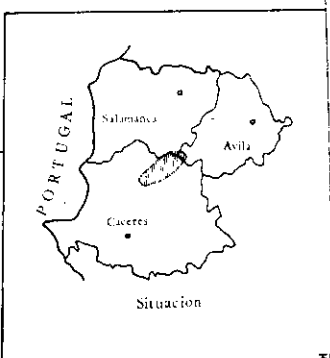
Esquema tectónico del valle del Jerte

- A) Gran plano de fracturación del Alentejo-Plasencia.
 - B) Fracturas directrices de gran importancia geomorfológica.
 - C) Fracturas.
 - D) Zonas de intenso diaclasado.
 - E) Límites del Valle.
 - F) Núcleos de población.
- (CC: Casas del Castañar, CV: Cabezuela del Valle.)





Esquema tectónico del Valle del Jerte
 (E. Jiménez - J. L. Cruz, 1975)



El primero de ellos se ha producido o rejugado posteriormente a la sedimentación del Terciario de Monsalupé" (cita textual, pág. 83). Ponen como espectacular ejemplo el que se da en el kilómetro 21,650 del ferrocarril Avila-Salamanca, ya citado anteriormente (SOLÉ SABARÍS, 1952, pág. 178; BIROT y SOLÉ, 1954, pág. 43).

Tanto en la cartografía presentada por GARCÍA DE FIGUEROLA y CARNICERO como en la de ARENILLAS, SAAVEDRA y ARRIBAS (op. cit.) puede verse que la falla de Plasencia está desplazada por otra fractura en los alrededores de Sanchorreja (Avila). Nosotros entendemos que este desgarre es geométrico y alpino.

Los datos que gentilmente nos han sido suministrados por el Ministerio de Obras Públicas (Confederación Hidrográfica del Tajo) nos hacen pensar que en la trituración del plano de la "falla de Plasencia" no sólo han intervenido fracturas correspondientes a los otros sistemas, sino también el mismo movimiento vertical de ella misma. Tal trituración no parece haberse producido "de una vez".

La anchura de la zona de trituración (en la que se produce una intensa alteración superficial y profunda) puede llegar a ser muy grande; incluso superior a un kilómetro. No se le puede considerar constante ni mucho menos; sus variaciones dependen de diversos factores, de los que los más importantes derivan de la convergencia con otros sistemas.

Además de la "falla de Plasencia", llevan dirección NE-SW dos fallas, que en la figura 1 (2, 3) han sido dibujadas con trazo grueso por suponerlas de cierta mayor importancia geomorfológica, y que se extienden entre "Risco Peña Lozana", "La Covacha" y "Peña Negra" (*). Sin embargo, el hecho de que al NE sufren una flexión hacia el W, pasando a ser NNE-SSW, y que por el SW sean, aproximadamente, paralelas a otra falla (4, fig. 1) que luego pasa por las inmediaciones de Garganta La Olla, donde tiene neta dirección NNE-SSW, hace que aparezca más lógico suponerlas correspondientes a este otro sistema.

Lo mismo puede decirse de otra falla localizada por las cercanías del "Pasturillo", "Portillo Jitru-

ro" y "Valdemoro", en los límites del Valle, al N de Cabezuela del Valle. Parece corresponder a un haz de fracturas en abanico, más patente hacia el Calvitero. La dirección general sería la NNE-SSW.

La que sí parece ser verdaderamente de este sistema es otra falla que pasa al S de Casas del Castañar y de Cabrera y al N de Piornal. Es característico su constante desgarre aparente —geométrico— por interacción de otras fracturas.

B) SISTEMA NNE-SSW ("de Valdastillas").

Múltiples fracturas y diaclasas llevan una dirección comprendida entre N 5° E a N 35° E (e incluso, parcialmente, N 45° E, tal como acabamos de exponer).

De todas ellas, la que consideramos de mayor importancia es la que pasa al W de Barrado y al E de Valdastillas, nombre éste con el que la hemos llamado (5, fig. 1). Dicha importancia relativa estriba en el hecho de que parece separar dos zonas: Al W, los sistemas de fracturas siguen un reticulado más armónico. Por otra parte, en las proximidades de esta fractura el diaclasado es más apretado y parecen confluír a ella otras fracturas subparalelas.

Una familia de fracturas en haz es la que parece irradiar de la laguna del Duque, en el extremo NE de la región; coincide, igualmente, con otra zona de intenso diaclasado y más apretada fracturación.

C) SISTEMA NW-SE A WNW-ESE ("Sistema transverso").

Parece tener tanta frecuencia como el anterior y comprende gran número de fracturas con dirección que abarca desde N 40° a N 90° W.

Algunas de ellas parecen tener mayor importancia. Así, la que pasa por las proximidades de Jerte (6, fig. 1) separa dos haces del sistema anterior. Las situadas más al NE evidencian un rejuego complejo.

En general, las fallas de este sistema situadas al W de la falla de Valdastillas muestran una tendencia a arrumarse hacia el W, pasando a ser WNW-ESE e incluso, en algún caso local, W-E. Por el contrario, al E de dicha falla la tendencia general es NW-SE y, localmente, NNW-SSE.

Otro hecho notorio es que mientras que al E de la falla de Valdastillas la acción de unos sistemas

(*) Toda la toponimia de esta comunicación se refiere a la cartografía topográfica nacional, a escala 1:50.000, hojas 576 (Cabezuela del Valle, edición de 1963), 575 (Hervás, ed. 1955), 598 (Plasencia, ed. 1963) y 599 (Jaraíz de la Vera, ed. 1963).

de fracturas en otros es mutua, al W el sistema WNW-ESE interfiere al NNE-SSW (desgarre que consideramos aparente y que demuestra un cierto orden de movimientos locales). La única excepción se produce en los alrededores de Casas del Castañar y Cabrero, seguramente por su proximidad a la falla de Valdastillas.

D) SISTEMA W-E ("de Cabezuela").

En los límites del valle, al NW de Jerte, dos fracturas de rumbo WNW-ESE interfieren, además de al sistema NNE-SSW, a otras de dirección NW-SE. Lo mismo puede decirse de otra W-E, que pasaría por Cabezuela del Valle (7, 8 y 9, fig. 1).

Ello parece indicar la existencia de un cuarto sistema de rumbo W-E que, localmente, por basculamiento puede dar WNW-ESE. Su frecuencia es escasa en el valle.

INTERDEPENDENCIA ENTRE LOS SISTEMAS DE FRACTURACION

Es evidente que el panorama de fallas que hemos esquematizado es el resultado de la aplicación de esfuerzos que se han repetido con diversa intensidad y dirección a lo largo de los tiempos.

Separando dos zonas en el valle por la falla de Valdastillas, la situada al W muestra claramente que el movimiento de las fracturas WNW-ESE es posterior, al desplazar a las NNE-SSW. Una vez más repetiremos que se trata de un efecto geométrico producido sobre bloques separados por planos inclinados y que tal orden de movimientos se refiere a los tiempos terciarios y cuaternarios. Dado que en algún caso se observan espejos de falla, por ejemplo, en el llamado "Montón de Trigo (12 kilómetros al NE de Plasencia), hemos comprobado que los planos de falla no son tan verticales como del dibujo podría esperarse, de lo que se deduce pequeños saltos más recientes.

Al E de la falla de Valdastillas todos los sistemas interfieren unos en otros (a excepción de la falla de Plasencia, que suponemos vertical), produciendo múltiples desgarres aparentes.

Tal comportamiento es ilógico si consideramos que los esfuerzos, si son uniformes de dirección, deben dar respuestas también uniformes. Es de suponer que durante los levantamientos alpinos lo fuesen, por lo que cabe pensar que los movimien-

tos más recientes —cuaternarios— han roto el anterior equilibrio existente mediante reajustes sin dirección definida (*). Inmediatamente brota la posibilidad más lógica de que dichos movimientos sean isostáticos.

Si no como única causa, los glaciares —cuyos relieves son patentes en las partes más altas del valle— y los fuertes procesos erosivos pueden haber favorecido dichos movimientos.

Otro hecho en apoyo de que los últimos movimientos tuvieron este origen estriba en la misma disimetría de interdependencia entre sistemas con respecto a la falla de Valdastillas. Estimamos que los bloques al W han sufrido un movimiento menor y más armónico, debido a que en el momento de producirse las glaciaciones en la región los grandes trazos del relieve estaban ya delimitados y la altura parcial no era suficiente para su fijación. Es decir, los glaciares sólo podrían subsistir al E del valle y, por tanto, es en esta zona donde los reajustes isostáticos fueron más intensos. Es un claro síntoma que las zonas de relieve glaciar coinciden con los de mayor interdependencia entre sistemas y mayor densidad de diaclasas y fallas.

LOS GRANDES TRAZADOS DEL RELIEVE PRE-CUATERNARIO Y SU EVOLUCION

No encontramos en el valle del Jerte las directrices tectónicas fundamentales que puedan haber originado este segmento del Sistema Central, que serían, lógicamente, un conjunto de fracturas paralelas a la de Plasencia formadoras, a escala local, de fosas encajadas en el gran horst.

Por el borde SE del valle, las fallas de "Peña Lozana" y "Peña Negra" (2 y 3, fig. 1), pueden estar algo de acuerdo con esta idea, pero no así por el borde NW, donde no hay ninguna fractura que lleve la dirección fundamental del relieve, si bien es probable que estén más al NW.

Pero esta idea nos resulta harto simplista. Si pudiéramos anular los efectos de los reajustes cuaternarios posiblemente veríamos que los desgarres aparentes serían más armónicos de lo que son en la actualidad, incluso en la mitad E del valle.

(*) Las observaciones que estamos efectuando al N de esta región parecen indicar que los sistemas NNE-SSW y NW-SE son simultáneos (prevallesienses). También es posible que lo sean en la mitad E del Valle, pero es indudable una acción posterior del sistema WNW-ESE en la mitad W y, por proximidad, también en la E.

Todo parece indicar, por su menor complejidad, que el sistema de fracturas NW-SE funcionó mediante hundimientos escalonados hacia el SW, pero resulta extremadamente dificultoso el llegar a conocer exactamente el sentido real de los levantamientos y hundimientos terciarios de los otros sistemas.

Sin embargo, según lo dicho en el capítulo anterior, el relieve a finales del Cenozoico sería ya un esbozo del actual, lo que hace pensar que el sistema NNE-SSW ("de Valdastillas") funcionaría diferentemente según fuese la inclinación local de los planos de falla. Si sólo existiese él, podría hablarse de fosas y horts, pero la presencia de los otros sistemas dificulta esta representación tan simple.

El movimiento de la falla de Plasencia durante el Terciario, indudable en otras regiones, no es tan patente aquí, quizá debido a una mayor antigüedad respecto a los otros sistemas (sin rebasar el límite inferior del Terciario). En relación con ello recordemos que la falla de Plasencia está desplazada en Sanchorreja (GARCÍA DE FIGUEROA Y GUERRERO, 1973; ARENILLAS, SAAVEDRA Y ARRIBAS, 1975). La importancia geomorfológica de la falla es enorme en el valle por ser zona de erosión diferencial muy fuerte, favorecida por la intensa trituración y alteración.

También parece más antiguo el sistema W-E, quizá no demasiado claramente en el valle, pero sí en otras regiones limítrofes (JIMÉNEZ, 1974).

Por todo ello, podemos marcar las siguientes etapas sucesivas, de más antigua a más moderna, en la evolución terciaria del valle:

a) Formación fundamental de este sector del Sistema Central según las directrices principales, de direcciones SW-NE y W-E. Su configuración se realizaría a una escala mucho mayor que la utilizada en esta memoria.

b) Configuración de levantamientos y hundimientos parciales provocados por el "sistema de Valdastillas" (NNE-SSW). Daría lugar a fosas interiores y escalones exteriores. Es probable la acción conjunta y simultánea del sistema "transverso" en la mitad E del Valle.

c) Hundimientos escalonados hacia el SW, provocados por el "sistema transverso" (NW-SE).

Es posible que las sucesivas fases hiciesen funcionar nuevamente a las fallas rejugadas por las anteriores por un efecto de proximidad; incluso nos

atreveríamos a decir que ello es casi seguro. Sin embargo, los efectos producidos por cada una de ellas enmascara algo a los anteriores. De ahí la "oscuridad" tectónica de la "falla de Plasencia" en su movimiento terciario.

No tenemos criterios locales para datar estas fases: Posiblemente la última corresponda a un rejuego finiterciario (que el rejuvenecer el relieve daría lugar a la formación de "rañas"). La anterior, en el Terciario de Salamanca ha sido datada como pre-Vallesiense (JIMÉNEZ, 1973). No podemos pronunciarnos por la edad segura de las más antiguas.

LOS NIVELES DE EROSION

Nuestras propias observaciones nos inclinan hacia las teorías sobre el Macizo Central de BIROT Y SOLÉ SABARÍS (1954) ("superficies deformadas"), en contraposición a las de SCHWENZNER (1936) ("modelado policíclico").

Los niveles de erosión son difíciles de observar desde la carretera Barco de Avila-Plasencia al quedar ocultos por la topografía. Sólo nos referiremos en esta monografía al sector comprendido entre el Puerto de Tornavacas y Jerte. El resto del valle puede ser objeto de otras investigaciones accesorias a las que aquí efectuamos.

En dicho tramo —El Puerto de Tornavacas se encuentra a 1.277 metros y Jerte a 604— hemos encontrado dos rangos de niveles de erosión: a alturas superiores a 1.500 metros y por debajo de los 1.050. Ambos han sido representados en la figura 2, sobre base topográfica con equidistancia de 100 metros y con el esquema tectónico de la figura 1 superpuesto pero muy esbozado, por cuanto se ha omitido la "falla de Plasencia" y —para no cargar el dibujo— la intensa red de diaclasas que se da entre los niveles de erosión *a-c* y entre los *h-m*.

A) NIVELES DE EROSIÓN SUPERIORES A 1.500 M.

El lugar donde hemos apreciado estos niveles corresponde a las cumbres y estribaciones noroccidentales de la Sierra de Tormanto, ocultas desde el Puerto de Tornavacas por la Loma de la Guindalera.

La más alta cota del "nivel de cumbres" está representada por la que se da en la "Cuerda de los Infiernillos" (a, fig. 2) (2.240), descendiendo

sensiblemente (más de 200 m) 2,5 km al SW (b, figura 2) y aún más siguiendo la misma dirección. Esta zona está intensamente diaclasada.

Una segunda alineación NE-SW, más baja, del nivel superior se encuentra al NW de la anterior, precisamente entre las fallas 2 y 3 de la figura 1. Corresponden al asentamiento entre la cota 2.240 y "La Covacha" (1.950 a 1.980 m) (d, fig. 2), a los dos repechos que flanquean el Collado del Acarreadero (1.800 a 1.820 m) (e y f, fig. 2) y al Risco Peña Lozana (1.600 m) (fig. 2). Los dos centrales están separados de los de los extremos por fracturas.

Otra tercera alineación paralela y adosada al NW de las anteriores es la determinada por "La Covacha" (1.840 m) (h, fig. 2), la "Cuerda Viva" (1.812 m) (i, fig. 2), un asentadero a un kilómetro al N del cerro del Acarreadero (1.640 m) (j, fig. 2) y el Cerro de La Encinilla (1.600 m) (k, fig. 2). También esta zona está intensamente diaclasada.

Aún podría haber una cuarta alineación algo más baja, en ambas laderas de la Garganta de la Serrá, pero no es tan patente como las anteriores.

Estimamos que los paulatinos descensos hacia el SW y NW de todos estos asentaderos y su posición circundada por fracturas hablan por sí solos sobre

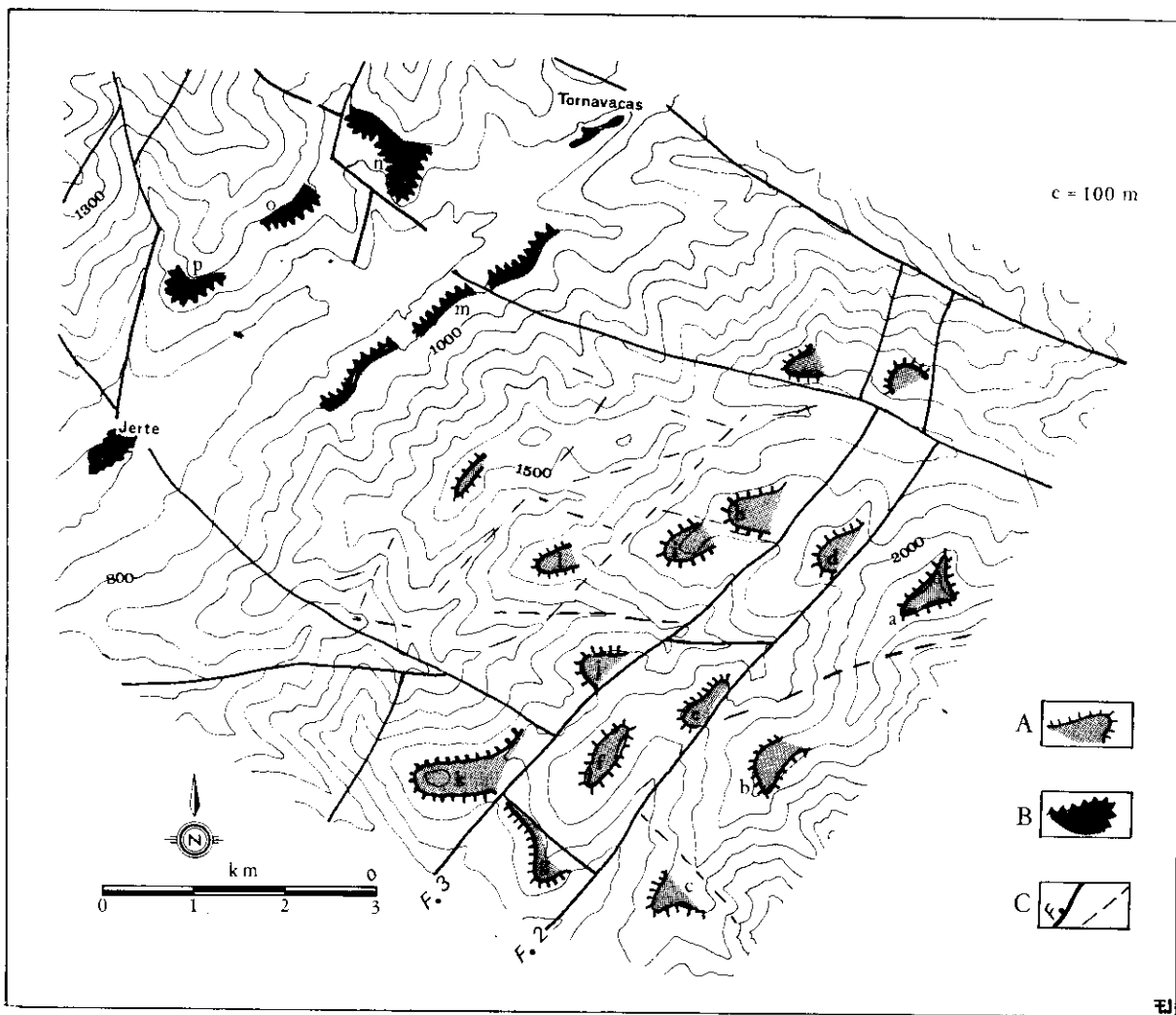


Figura 2

Los niveles de erosión del valle del Jerte entre Tornavacas y Jerte.
 A) Superior a 1.500 m. B) Inferior a 1.050 m. C) Fracturas en general.

su verdadero origen: son retazos del primitivo "nivel de cumbres o superficie fundamental", rotos por las fallas y erosionados posteriormente. La gama de alturas es muy amplia (2.240 a 1.600 m) y puede ser mucho mayor si el fenómeno continúa hacia el SW.

B) NIVELES DE EROSIÓN INFERIORES A 1.050 m.

Es especialmente reconocible entre Tornavacas y Jerte, en la ladera izquierda del río, pero difícil de apreciar si no ascendemos por la derecha (fig. 3).

En la ladera izquierda el rellano está situado en un frente de unos cuatro kilómetros y a una altura de 870 a 900 metros, con una clara inclinación hacia el SW (m, fig. 2).

En la ladera derecha aparece muy cortado por la erosión y está representado por el cerro Longueras (1.010 m) (n, fig. 2) y el Lomo Los Papúos y otros (o, p, fig. 2).

La diferencia de altura entre los niveles de ambas laderas no nos parece anormal. Téngase en cuenta que una superficie encajada entre escarpadas vertientes no puede ser horizontal transversal-

mente ni siquiera en casos con fuerte sedimentación, caso que aquí no se da. Sin embargo, no hay que descartar recientes movimientos de reajuste a favor de alguna fractura, aunque ello nos parece poco probable.

EDAD DE LOS NIVELES DE EROSION

Es este un problema largamente debatido por todos los investigadores del Sistema Central. Sin tratar de resolverlo a escala general, nos limitaremos a exponer nuestras observaciones sobre el segmento el que corresponde el valle del Jerte.

Por lo que se refiere al "nivel superior", puede darse la misma condición por la que los desgarres geométricos no son armónicos: Dado que los movimientos de reajuste isostático no tienen por qué haber funcionado selectivamente sobre ningún sistema determinado de fracturas, el desnivel entre los distintos retazos puede estar actualmente marcado por cualquiera de ellos.



Figura 3

El nivel de erosión inferior entre Tornavacas y Jerte, desde la ladera derecha. (En primer término, a la izquierda, el Cerro Longueras. Al fondo, a media ladera, el nivel inferior. Arriba, la superficie superior o "nivel de cumbres".)

Sin embargo, parece que a la escala en que hemos trabajado son más determinantes las fracturas 2 y 3 de la figura 1, que hemos visto corresponden al "sistema de Valdastillas" (NNE-SSW) y que daría una serie de escalones rotos posteriormente por el "sistema transverso". Estos *fragmentos de escalones* serían mucho más largos al comienzo del Cuaternario de lo que son actualmente y se rompieron, a su vez, por los reajustes isostáticos actuando al mismo tiempo sobre ambos sistemas y también sobre otros más antiguos.

De aquí se deduce que la edad local del *nivel superior* es anterior a la del *sistema NNE-SSW*, que ha sido datado en otras regiones como pre-Vallesiense (JIMÉNEZ, 1973).

No hemos encontrado razonamientos que aboguen por otros niveles de erosión más antiguos.

En cuanto al *nivel inferior*, su forma de artesa sin sedimentos implica un gran poder erosivo. ¿En qué condiciones se daría tal poder?

No es preciso ir muy lejos para deducirlo. Es de suponer que al mismo tiempo que en los bordes del valle se daban los conocidos fenómenos glaciares, en éste se darían unas condiciones periglaciares bastante intensas. Por tanto la edad del *nivel inferior* debe corresponder con la del final de la glaciación.

El encajamiento de la red fluvial actual en el *nivel inferior*, entre Jerte y Tornavacas es del orden de los 150 a 200 metros, lo que parece excesivo para haberse producido en el tiempo transcurrido desde la acción de la glaciación si ésta fuese la Würm. Esta es una de las razones que hemos tenido para suponer que la glaciación del Trampal-Calvitero sea más antigua (sin descartar retoques würmienses, quizá más importantes o exclusivos en otros segmentos del Sistema Central) (CRUZ, Tesis Doctoral). Otro argumento es la presencia de suelos rojos en el valle (CRUZ, GALLARDO, JIMÉNEZ y SAAVEDRA, i. l.), pre-würmienses, que hubieran sido barridos por una glaciación o por los fenómenos periglaciares circunvecinos demasiado intensos.

Pero el encajamiento no puede achacarse exclusivamente a una variación del poder energético de causa climática. Hay que pensar un cambio del nivel local de base. Una explicación muy posible a esto la podemos encontrar en el codo que hace el río Jerte al llegar a Plasencia y que sugiere inme-

diatamente una captura. Su estudio más detallado sería objeto de otra monografía puesto que nos parece importante la demostración estratigráfica de la edad de tal captura.

CONCLUSIONES

A lo largo de esta monografía hemos explicado que en el valle del Jerte se dan cuatro sistemas de fracturas: NE-SW o *de Plasencia*, NNE-SSW o *de Valdastillas*, NW-SE a WNW-ESE o *transverso* y W-E o *de Cabezuela*. Las fracturas que los constituyen son hercínicas y tarhihercínicas con un amplio rejuego alpino y reajustes isostáticos cuaternarios. Estos últimos han roto el equilibrio entre los distintos sistemas que se hubiera manifestado, sin ellos, más armónicamente en sus respectivas relaciones geométricas.

Al no tener en cuenta estos reajustes se ha podido conocer la evolución del valle que es, a partir del comienzo del Terciario la siguiente:

1. A favor de antiguas fracturas NE-SW y E-W se producen —quizá en varias fases— fuertes elevaciones de bloques, embrión de este segmento del Sistema Central. Sus huellas sólo quedan patentes en la estructura general, borrados los detalles por otras fases posteriores.

2. Formación de la primitiva "superficie de erosión fundamental" que nosotros llamamos simplemente *superior*.

3. Rejuego de las fracturas, principalmente de las del sistema NNE-SSW o *de Valdastillas* produciendo fosas interiores y escalones laterales. Rotura de la *superficie superior* en largos peldaños. Su edad probable es pre-Vallesiense.

4. Nuevo rejuego de las fracturas, en especial las del *sistema transverso*, lo que provoca un escalonamiento general hacia el SE. El *nivel superior de erosión*, ya fragmentado, se rompe transversalmente. Su edad probable es finiterciaria.

5. Fuertes procesos erosivos culminados en la mitad E del valle con reajustes isostáticos, contemporáneos de la glaciación que se da en su periferia oriental. Formación del *nivel de erosión inferior*. Edad probable pre-würmiense.

6. Encajamiento de la red hidrográfica actual, por renovación del potencial erosivo y por descenso del nivel de base local provocado por captura del río Jerte en Plasencia. Edad würmiense a actual.

BIBLIOGRAFIA

- ARENILLAS, M.; SAAVEDRA, J., y ARRIBAS, A.: *Un dique de tendencia sienítica en la provincia de Avila*. "Boletín Geol. y Min.", 86 (3); 233-243. Madrid (1975).
- ARRIBAS, A., y JIMÉNEZ, E.: *Mapa Geológico de España. E. 1/200.000. Síntesis de la Cartografía existente. Hoja 43 (Plasencia)*. "IGME", 18 págs., un mapa. Madrid (1971).
- ARRIBAS, A., y JIMÉNEZ, E.: *Mapa Geológico de España. E. 1/200.000. Síntesis de la Cartografía existente. Hoja 44 (Avila)*. "IGME", 26 págs., un mapa. Madrid (1972).
- BIROT, P., y SOLÉ SABARIS, L.: *Investigaciones sobre la morfología de la Cordillera Central española*. "Instituto Juan Sebastián Elcano, C. S.I. C.", 87 págs. Madrid (1954).
- BISCHOFF, L.: *Das Störungsmuster Zentralspaniens nach Auswertungen von ERTS-1-Aufnahmen*. "Münster. Forsch. Geol. Paläont.", 36; 69-79 Münster (Westf) (1975).
- CRUZ, J. L.: *Condicionamiento geográfico del Valle del Jerte*. "Tesis Doctoral. Fac. Filos. y Letras". Salamanca (1976).
- CRUZ, J. L.; GALLARDO, J. F.; JIMÉNEZ, E., y SAAVEDRA, J.: *Consideraciones sobre algunos aspectos paleoclimáticos en el Valle del Jerte (Cáceres)*. "Stvd. Geol", Salamanca (1976).
- GARCÍA DE FIGUEROLA, L. C.: *El dique diabásico del norte de Extremadura*. "Not. y Comun. IGME"; 69; 129-164. Madrid (1963).
- GARCÍA DE FIGUEROLA, L. C., y CARNICERO, A.: *El extremo noreste del gran dique del Alentejo-Plasencia*. "Stvd. Geol."; 6; 73-84. Salamanca (1973).
- GARCÍA DE FIGUEROLA, L. C.; CORRETEGÉ, L. G., y BEA, F.: *El dique de Alentejo-Plasencia y haces de diques básicos de Extremadura*. "Boletín Geol. y Min.", 85 (3); 308-377. Madrid (1974).
- GARCÍA DE FIGUEROLA, L. C., y TEIXEIRA, C. (Direcc.): *Cartografía geológica del Macizo Hespérico del SE de la Península Ibérica. E. 1:500.000*. "Publ. Dep. Petrol. Univ." Salamanca (1975).
- HERNÁNDEZ-PACHECO, F., y CRUSAFONT, M.: *Primera caracterización paleontológica del Terciario de Extremadura*. "Bol. R. Soc. Española Hist. Nat." 58 (2); 275-283. Madrid (1960).
- JIMÉNEZ, E.: *El Paleógeno del borde SW de la Cuenca del Duero. I: Los escarpes del Tormes*. "Stvd. Geol." 3; 67-110. Salamanca (1972).
- JIMÉNEZ, E.: *El Paleógeno del borde SW de la Cuenca del Duero. II: La falla de Alba-Villoria y sus implicaciones estratigráficas y geomorfológicas*. "Stvd. Geol." 5; 107-136. Salamanca (1973).
- JIMÉNEZ, E.: *Presencia de una fase de fracturación y de una discordancia prelutecienses en el Paleógeno de Salamanca*. "Tomo homen. a D. Francisco Hernández-Pacheco. Madrid (1974).
- JIMÉNEZ, E.: *Consideraciones sobre la geometría de bloques fallados según dos sistemas desfasados y su desgarre aparente. Aplicación al caso de las fallas de Salamanca y de Los Pizarrales*. "Tecniterrae"; 11. Madrid (1976).
- JULIVERT, M.; FONTBOTE, J. M.; RIBEIRO, A., y CONDE, L.: *Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares. E. 1:1.000.000*. "IGME", Madrid (1974).
- NICOLAU, J.: *Nota sobre el contacto Terciario-Basamento en los alrededores de Carbajosa de la Sagrada (Salamanca)*. "Tomo homen. a D. Francisco Hernández-Pacheco". Madrid (1974).
- ORDÓÑEZ, S.: *Estudio petrológico del Centro-Sur de la provincia de Salamanca*. "Est. Geol." 30; 549-567. Madrid (1974).
- PARGA, J. R.: *Spätvariszische Bruchsysteme im Hesperischen Massiv*. "Geol. Rdsch." 59; 323-336. Stuttgart (1969).
- RAMÍREZ, E.: *Mapa Geológico de la provincia de Cáceres. E. 1:200.000*. "IGME". Madrid (1971).
- SCHWENZNER, J.: *Zur Morphologie des zentralspanischen Hochlandes*. "Geogr. Abhandl", ser. III; 10; 128 págs. Stuttgart. (Resumen en español en "Bol. R. Soc. Española Hist. Nat." 41; 121-147) (1936).
- SOLÉ SABARIS, L.: *España. Geografía Física (In Teran, M. Geografía de España y Portugal, tomo I)*. "Ed. Montaner y Simón"; 500 págs., Barcelona (1952).
- UGIDOS, J. M.: *Granitos de dos micas y moscovíticos en la región de Barco de Avila-Plasencia y áreas adyacentes (Avila-Cáceres)*. "Stvd. Geol." 7; 63-86. Salamanca (1974).
- VEGAS, R.: *Las Fallas de desgarre del SO de la Península Ibérica*. "Boletín Geol. y Min.", 85 (2); 153-156. Madrid (1974).

Recibido: Diciembre de 1975.

FE DE ERRATAS

- | pg. | linea | donde dice |
|---|-------|---|
| 33 | 1-2 | " Se da una nueva interpretación a las lineaciones aerofotográficas del Valle del Jerte, conclusiones sobre la región que aportan" debe decir. ...del Jerte, que aportan conclusiones sobre la tectónica de la región." |
| 35 izq. | 31 | ocupar la preponderancia las de <u>dirección</u> NNE-SSW " " " " " <u>dirección</u> " " |
| 36 izq | 18 | ría, que explica la potente <u>sidementación</u> de "ra- " " " " " <u>sedimentación</u> " " |
| 42 izq | 45 | causa climática. Hay que <u>pensar un</u> cambio del " " " " <u>pensar en un</u> " " |
| En la Bibliografía completar que el trabajo de Cruz, Gallardo, Jiménez y Saavedra ha sido publicado en Stvd.Geol., vol 10, pp. 103-110. | | |
| El trabajo de E.Jiménez "Presencia de una fase..."(1974) ha sido publicado en Estudios Geológicos, vol.31, pp.615-624. Madrid. | | |
| 36 izq | 23 | rección de esfuerzos no <u>sea</u> la misma. En segundo, " " " " <u>fue</u> " " " " |
| 36 der | 35 | Plasencia. Dado que no hay <u>desparre</u> aparente (es " " " " " <u>DESCARRE</u> " " |



