

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

DOCUMENTACION COMPLEMENTARIA

NEOTECTONICA

HOJA Nº 384 (28-15)

FUENTES DE EBRO

Autor:

Marqués Calvo, L.A. (ENADIMSA)

Julio, 1991

1.- METODOLOGIA

El Mapa Neotectónico a escala 1:50.000 de la Hoja de Fuentes de Ebro (28-15), se ha realizado de acuerdo con la metodología establecida en el Anexo V: Neotectónica, de la Normativa para la Elaboración del Mapa Geológico a escala 1:50.000 (ITGE, 1990).

La base del mapa está constituida por una infraestructura geológica obtenida a partir de los mapas Geológico y Geomorfológico correspondientes a la Hoja.

En principio, se diferencian los terrenos de edad pre-neotectónica de los de edad neotectónica, incluyendo entre estos últimos desde el Vallesense (inclusive), hasta la actualidad. Dentro de los primeros, se distinguen los materiales yesíferos (que representan la mayoría de los materiales terciarios aflorantes en la Hoja), ya que son susceptibles de originar fenómenos diapíricos y despegues. Los materiales de edad neotectónica se diferencian en función de su edad, sin tener en consideración su morfología, génesis o composición.

La base del mapa se completa con algunas estructuras frágiles que afectan a materiales preneotectónicos, dado que pueden haber tenido un carácter dinámico en épocas más recientes.

Sobre este mapa se reflejan con posterioridad las estructuras generadas en épocas recientes y toda información que pudiese tener relación con una actividad neotectónica, pero que no queda registrada de forma evidente.

2.- CONTEXTO REGIONAL Y GEODINAMICO

La Hoja de Fuentes de Ebro (28-15) se encuentra situada en la parte central de la Cuenca del Ebro, al SE de la ciudad de Zaragoza e incluyendo parte de su casco urbano en su esquina noroccidental.

La Cuenca del Ebro representa la fosa de antepaís de la Cordillera pirenaica. Está constituida por depósitos terciarios de carácter marino en la base y por materiales depositados en ambientes continentales encima.

El borde septentrional de la cuenca aparece cabalgado por las unidades alóctonas surpirenaicas. En los bordes meridionales, Cordillera Ibérica y Catalánides, en unas zonas aparece el terciario continental cabalgado, mientras que en otras se apoya discordantemente sobre el sustrato preterciario.

En la mayor parte de la Cuenca, los depósitos terciarios están poco deformados y presentan una disposición subhorizontal. Unicamente presentan deformaciones importantes en algunas áreas como el sector Navarro-Riojano, el borde pirenaico y la parte septentrional de la Depresión Central Catalana.

A nivel de la Hoja de Fuentes de Ebro, los materiales preneotectónicos son de edad Miocena, Ageniense Superior y

Aragoniense. Estos materiales son predominantemente yesíferos, siendo escasa la representación de otras litologías.

Los materiales de edad neotectónica están ampliamente representados en la hoja. Todos ellos han debido formarse durante el Cuaternario y en relación con la red hidrográfica y su evolución. Los tipos morfogenéticos de estos depósitos son muy abundantes, destacando los depósitos de terraza y glacia por su extensión areal. Son también abundantes los depósitos de fondo de valle y conos de deyección, y existen representaciones de depósitos coluviales, palustres, lacustres evaporíticos, etc.

En función de la edad de estos depósitos, destacan por su extensión los de edad holocena, especialmente las terrazas recientes del Ebro y los depósitos de fondo de valle.

3.- ESTRUCTURA NEOTECTONICA

Los depósitos cuaternarios presentes en el área de estudio aparecen frecuentemente afectados por deformaciones de distinta índole, cuya morfología y distribución espacial permiten discriminar varios procesos genéticos diferentes.

El grueso de las deformaciones existentes se encuentra directamente condicionado por la naturaleza evaporítica del substrato, sobre el que se apoyan los depósitos cuaternarios. Dentro de este conjunto podemos diferenciar dos procesos distintos que generan estructuras con diferente morfología, la disolución subsuperficial de sales y los fenómenos diapíricos.

La disolución de los yesos subyacentes produce estructuras de colapso con relleno de conductos inflexiones de los

depósitos suprayacentes, pequeños pliegues, y fallas normales. En algunas ocasiones puede inferirse la actuación del proceso durante la sedimentación. En los casos más espectaculares se producen desnivelaciones de orden métrico entre distintas partes de un mismo depósito.

Este proceso de disolución acarrea la acumulación en la superficie limitante entre el depósito cuaternario y el yeso, de un residuo insoluble de carácter margoso con una típica coloración verdosa que en algunos casos adquiere potencia considerable.

Actualmente continúa activo este proceso evidenciándose en la génesis de dolinas aluviales y depresiones de mayor radio (MANDADO et al., 1984; GUTIERREZ et al., 1989; SORIANO, 1986, 1990, etc.).

Los procesos diapíricos se encuentran bien representados en el área. Los tipos morfológicos que aparecen son muy diversos, abarcando desde tenues abombamientos de los depósitos cuaternarios hasta estructuras de carácter intrusivo con intenso desarrollo de pliegues y fallas normales e inversas. Frecuentemente, se ven implicados en el desarrollo de estas estructuras materiales margosos que proceden de la solubilización del yeso. SIMON y SORIANO (1986) realizan un estudio sistemático del diapirismo en los alrededores de Zaragoza, y BENITO y CASAS (1987) establecen una clasificación morfogenética de estas estructuras.

Tanto los procesos de disolución como los diapíricos han funcionado, al menos de forma local durante el depósito, generando estructuras sinsedimentarias.

Al margen de estas deformaciones, se constata la existencia de otras de diferente índole acaecidas en época neotectónica, citamos en primer término la existencia de deslizamientos rotacionales entre Villafranca y Osera, desarrollados a favor de un importante escarpe yesífero que limita el corredor del río Ebro por su margen izquierda.

En algunos puntos, se observa que los bloques deslizados están coronados por depósitos de limos yesíferos de origen eólico. Estos depósitos, que han debido generarse en el Pleistoceno superior u Holoceno, se han desplazado solidariamente con los materiales miocenos subyacentes.

Este proceso se desencadena por la existencia de discontinuidades paralelas al escarpe junto con un descalce del bloque en la parte inferior. Este fenómeno puede verse favorecido por la existencia de materiales arcillosos en la base del escarpe que facilitan el deslizamiento de las unidades suprayacentes.

Otro tipo de deformación, bien representado al Este de la Hoja (entre Loma Roya y la Ermita de San Martín), corresponde a fracturas desarrolladas sobre los materiales yesíferos. Estas fracturas se han detectado a partir del estudio de fotografías aéreas y su existencia no ha podido ser corroborada por observaciones de campo.

La orientación preferente de estas estructuras oscila entre ESE y SE, observándose también alguna en dirección NNE.

A escala de afloramiento se ha observado la existencia de diaclasas afectando a diversos depósitos cuaternarios. La orientación de estas estructuras es muy variable y presenta un máximo absoluto en torno a la dirección SE (Fig. 4), y

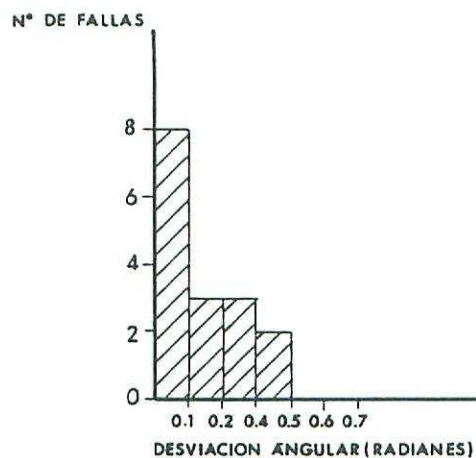
otros menores sobre N10E y N80W. Así mismo, también se han observado fallas normales, en ocasiones con saltos de orden métrico difíciles de asociar a procesos halocinéticos. Buenos ejemplos pueden encontrarse en el cruce de las carreteras N-232 y C-222 y al Norte de la N-II a la altura del Km 358.

Estas estructuras llegan a afectar a depósitos holocenos, observándose preferentemente en depósitos de limos y arenas finas.

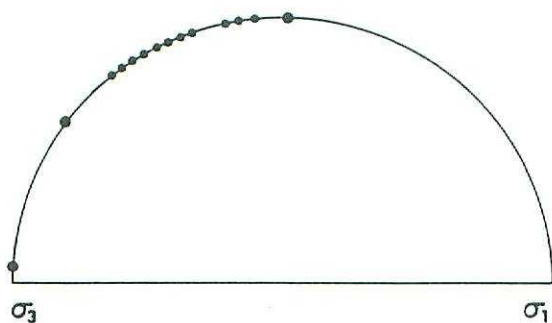
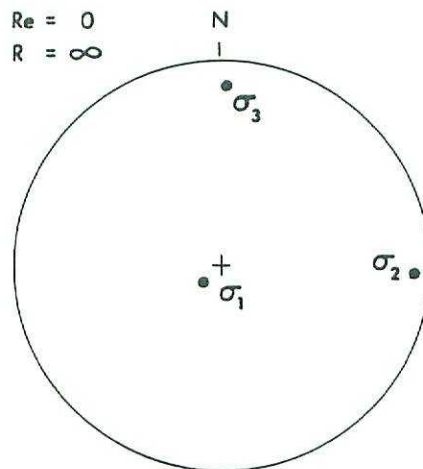
En la estación de Puebla de Alfindén se han medido tanto diaclasas como pequeñas fallas de salto centimétrico a decimétrico, observándose una orientación constante de las fallas en dirección SE y dos familias de diaclasas en direcciones SE y NNE, aunque estas últimas presentan mayor dispersión.

En el glacis de la Loma del Tiro, al NE de la hoja se han observado diaclasas orientadas en torno a la dirección E-W. El grosor de estas diaclasas es de algunos centímetros y aparecen rellenas de distintos términos litológicos de origen sedimentario, que se identifican como desprendidos de partes más altas de la grieta.

Estas observaciones, así como la existencia de fallas normales con orientaciones muy diversas y desligadas de fenómenos diapíricos, parecen indicar un régimen de esfuerzos distensivo durante la génesis de estas estructuras, no obstante, por la ausencia de estriaciones sobre los planos de falla, no se han podido calcular los tensores de los esfuerzos responsables de las deformaciones. Unicamente se ha podido obtener un tensor en la localidad de Fuentes de Ebro sobre depósitos del Ageniense, que denota un régimen distensivo

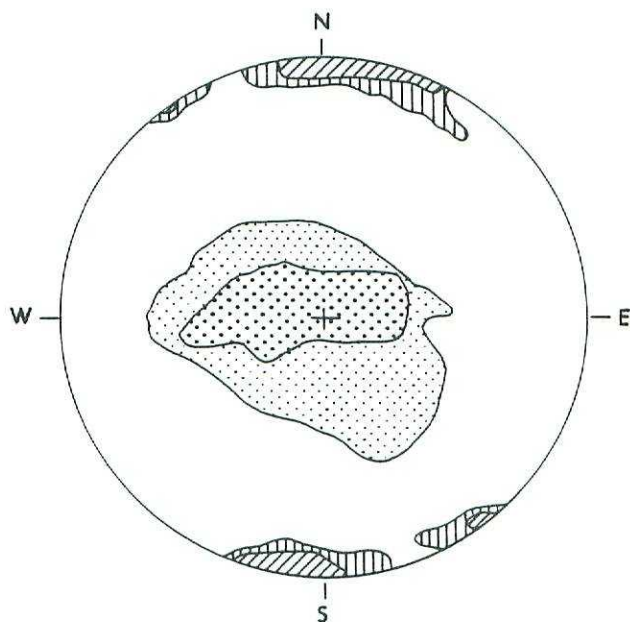


$Re = 0$
 $R = \infty$



σ_1 : 045 , 80 SW
 σ_2 : 092 , 04 E
 σ_3 : 001 , 09 N
 Desviación media (°) : 12
 Porcentaje explicado : 100

FIG.1 - Método de Etdrecopar



	σ_1	compatible con el 100% de las fallas
	σ_1	" " " 90% "
	σ_3	" " " 90% "
	σ_3	" " " 100% "

FIG.2 - Método de los Diedros Rectos

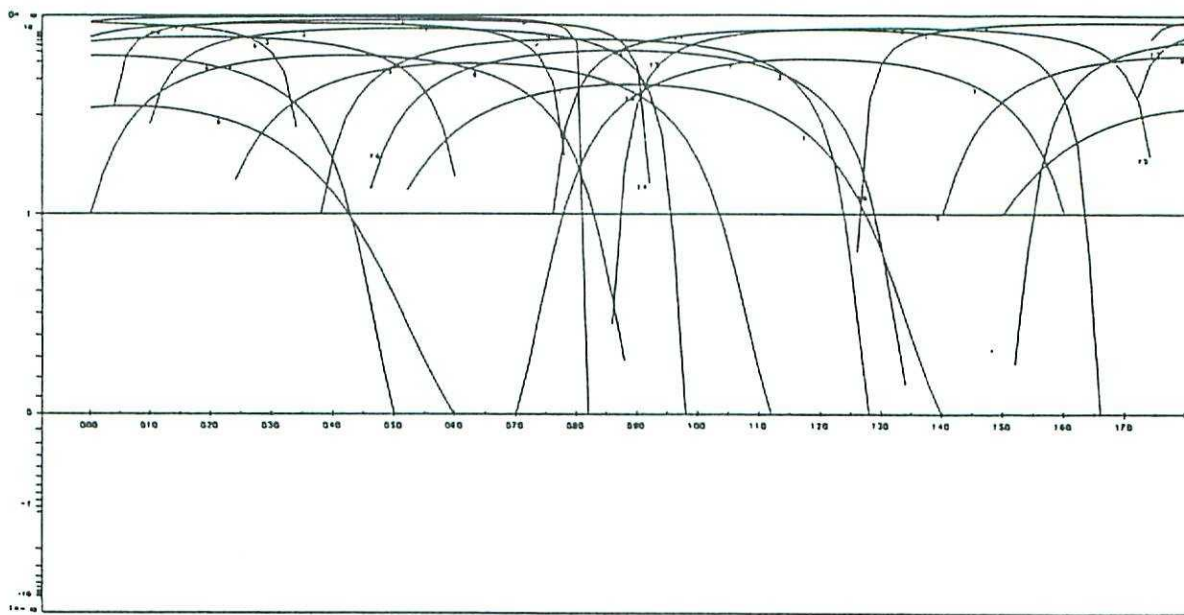


FIG. 3 - Método de los diagramas Y/R

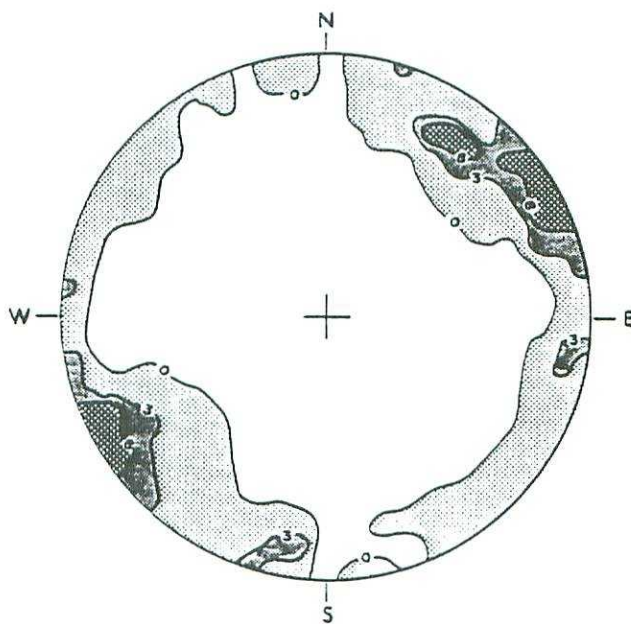


FIG. 4 - Polos de fracturación

próximo a una distensión radial con σ_3 en torno a la dirección N-S (Fig. 1, 2 y 3).

SIMON (1989) propone la existencia de un régimen distensivo tendente a radial en la Cordillera Ibérica y la Cuenca del Ebro durante parte del Mioceno hasta el Cuaternario. La orientación del eje de máxima distensión (F_3) se situaría entre las direcciones E-O y NE-SO que podría explicar la aparición de sistemas de fallas y diaclasas ortogonales (SIMON et al., 1988), muy frecuentes en ambos dominios geológicos.

Sin embargo, el tensor por nosotros obtenido es sensiblemente distinto, al igual que ocurre con algunos tensores obtenidos por dicho autor en las proximidades de Zaragoza. Así mismo, la mayor densidad de diaclasado por nosotros encontrada se sitúa en dirección SE, lo que apoya un predominio de esfuerzos distensivos hacia el NE; pero estas variaciones pueden ser explicadas por pequeñas modificaciones en el espacio o el tiempo del régimen de esfuerzos regional.

4.- ANOMALIAS GEOMORFOLOGICAS

La anomalía geomorfológica más llamativa de la Hoja de Fuentes de Ebro es sin duda el escarpe yesífero presente a lo largo de la margen izquierda del Ebro. Diferentes autores (FRUTOS, 1976; IBAÑEZ y MENSUA, 1976) invocan la existencia de una falla para explicar su génesis. Las evidencias que apoyan esta hipótesis son de carácter morfológico, que según IBAÑEZ y MENSUA (1976) serían las siguientes:

- Carácter rectilíneo del escarpe. Si el escarpe se hubiese generado por erosión fluvial, cabría esperar morfologías curvadas reflejo del carácter meandriforme del río.

- Existencia de un elevado número de barrancos que discurren paralelos al escarpe.
- Reincisión de vales por erosión regresiva y presencia de vales colgadas.
- Práctica inexistencia de terrazas antiguas en la margen izquierda del río.

Según estos mismos autores, la energía del escarpe aumenta hacia el este, apareciendo en esta parte un mayor desarrollo de la reincisión de vales, un relieve más energético y bloques desprendidos. Así, podría tratarse de un pequeño bloque basculado hacia el Oeste y que estaría delimitado en la parte Este por una fractura que discurriría por la val de Osera. Esto explicaría a su vez el brusco contacto que se establece a uno y otro lado de la sección inferior de la val entre depósitos terciarios al Oeste y terrazas al Este.

Sin embargo, y dado que no existen pruebas inequívocas de la existencia de esta falla, otros autores (MANDADO et al., 1984) invocan como mecanismo principal de la evolución del escarpe a procesos de disolución de las evaporitas ligado a la dinámica fluvial. El carácter rectilíneo del escarpe queda condicionado por la presencia de fracturas paralelas al escarpe que ocasionan el desprendimiento de grandes bloques.

Otro aspecto morfológico muy patente y relacionado con la tectónica es la existencia de direcciones preferentes en el trazado de las vales. La orientación mayoritaria de los barrancos se agrupa en torno a dos direcciones principales, una WNW-ESE y otra SW-NE.

La existencia de estas orientaciones preferentes se debe a una sobreimposición de la red fluvial en materiales previamente fracturados según estas direcciones. Este hecho se ve apoyado por la presencia en numerosos puntos de cambios bruscos en la dirección de los barrancos.

La edad de esta fracturación es difícil de establecer, pero ha debido ocurrir durante el Mioceno medio o superior en relación con el régimen distensivo reinante. Es posible así mismo, que algunas de estas fracturas hayan tenido cierta movilidad o se hayan generado durante el Cuaternario. De este modo, al NW de la Ermita de San Martín (al Este de la Hoja) se encuentra un pequeño cono de deyección cuyo límite nororiental presenta un carácter rectilíneo en el contacto con los depósitos de val. Este contacto es paralelo a la fracturación dominante en el área y enlaza con una fractura que discurre junto a la Ermita. No obstante, este contacto puede estar controlado de forma pasiva por la fractura, o incluso por el efecto erosivo de las aguas que discurren por el barranco en el que acaba el cono, que discurre de forma ablicua al que lo alimenta.

Una anomalía importante se localiza en el nivel de terraza más alto del Ebro. Este nivel presenta una pendiente anómala hacia el cauce del río cuyo origen es dudoso. En general, el depósito aparece muy deformado, estando implicados procesos diapíricos y de disolución del yeso infrayacente que alteran de forma sustancial la disposición original de los materiales, sin embargo, es difícil que estas alteraciones causen un desnivel general hacia el Norte.

Por último, citamos la existencia de una pequeña diferencia altitudinal entre dos fragmentos de terraza en la zona de Monte Aguilar (en la esquina SE de la Hoja), producida por

una flexión que se localiza al Norte del Km 357,5 de la carretera N-II. Esta flexión se orienta en dirección aproximada N-S y hace descender al fragmento situado al Este de la misma.

5.- RESUMEN Y CONCLUSIONES

Los depósitos cuaternarios presentes en la Hoja se observan frecuentemente deformados. Las estructuras observadas son muy diversas, encontrándose pliegues, tanto sinclinales como anticlinales y fallas normales e inversas; también se observan flexiones y basculamientos. La magnitud de las estructuras es relativamente pequeña, de orden métrico o decamétrico y su origen no es siempre de carácter tectónico.

Desde un punto de vista genético, podemos diferenciar por una parte las estructuras determinadas por la naturaleza evaporítica del sustrato, que propicia procesos halocinéticos y de disolución, y por otra las deformaciones producidas como resultado de procesos tectónicos condicionados por el régimen de esfuerzos reinante en la zona en tiempos recientes.

Los procesos de disolución generan estructuras a modo de sinclinales laxos, pequeñas fallas normales, y ocasionalmente discordancias internas en el depósito. Ocasionalmente, se observan en profundidad materiales brechoides originados por colapsos. En la superficie limitante entre los depósitos terciarios y los cuaternarios, especialmente bajo las terrazas, se acumulan residuos insolubles de carácter margoso de espesor normalmente decimétrico y que localmente pueden verse implicados en fenómenos diapíricos. Estos procesos de disolución continúan activos hoy día tal como lo evidencia la formación de dolinas aluviales y otras depresiones mayores.

Son sin duda las estructuras generadas por diapirismo las que presentan mayor diversidad y vistosidad. Dependiendo del estado evolutivo alcanzado, las deformaciones varían desde pequeños abombamientos de radio métrico a decamétrico, hasta pronunciados pliegues y fallas normales e inversas que suelen presentar saltos de orden decimétrico. Estas últimas deformaciones aparecen en relación con estructuras intrusivas donde el material movilizado corresponde a margas yesíferas masivas, tal como ocurre en el nivel de terraza más alto del Ebro y que aflora en la parte Sur de la Hoja, mientras que los depósitos yesíferos permanecen prácticamente inalterados (SORIANO, 1990).

Entre las estructuras generadas por procesos tectónicos, se encuentran diaclasas y fallas. Tanto unas como otras llegan a afectar a depósitos holocenos. Las orientaciones de ambas presentan gran variabilidad, pero existen dos familias dominantes en direcciones ENE y SSE y otras menos importantes en direcciones N, NNE, E y ESE (SIMON y SORIANO, 1985). Este elevado número de familias responde a un régimen de esfuerzos distensivo con carácter próximo a radial que se instaura a partir del Mioceno medio o superior y perdura hasta la actualidad (SIMON, 1989).

Algunos autores (FRUTOS, 1976; IBÁÑEZ y MENSUA, 1976), en base a consideraciones geomorfológicas, consideran la posibilidad de que el escarpe que aparece en la margen izquierda del Ebro sea reflejo de una falla con dirección paralela al mismo. Estos últimos, en base a la mayor energía del escarpe en la zona Este, donde llegan a producirse deslizamientos rotacionales, suponen que podría tratarse de un pequeño bloque basculado hacia el NW.

La dirección que tomaría esta falla se ve repetida con frecuencia tanto en depósitos terciarios como cuaternarios. Así, se observa como una dirección mayoritaria en el trazado de barrancos, como fracturas de longitud hectométrica a kilométrica detectadas por fotogeología, y en la fracturación a escala de afloramiento en todos los materiales presentes en la Hoja.

No obstante, no existen pruebas inequívocas de la existencia de esta fractura, y algunos autores (MANDADO et al., 1984) consideran que el factor determinante en la génesis del escarpe es la dinámica fluvial asociada a la disolución de materiales evaporíticos a favor de la fracturación preexistente.

6.- BIBLIOGRAFIA

ALBERTO, F.; GUTIERREZ, M.; IBAÑEZ, M.J.; MACHIN, J.; PEÑA, J.L.; POCOVI, A. y RODRIGUEZ VIDAL, J. (1984).- El Cuaternario de la Depresión del Ebro en la región aragonesa. Cartografía y síntesis de los conocimientos existentes. Univ. de Zaragoza. Estación Experimental de Aula Dei. Zaragoza, 217, pp. 2 mapas.

ALFARO, J.A.; CASAS, A.M. y SIMON, J.L. (1987).- Ensayo de zonación sismotectónica en la Cordillera Ibérica, Depresión del Ebro y borde sur Pirenaico. Estudios Geológicos, 43, pp. 445-457.

BENITO, G. (1987).- Karstificación y colapsos kársticos en los yesos del sector central de la Depresión del Ebro. AEQUA. VII Reunión sobre el Cuaternario, Santander, pp. 99-102.

BENITO, G. (1987).- Karstificación y colapsos kársticos en los yesos del sector central de la Depresión del Ebro (Aragón, España). Cuaternario y Geomorfología, 1, 71-76. Zaragoza.

BENITO, G. y CASAS, A. (1987).- Small-scale deformations in quaternary deposits in the northeastern iberian Peninsula. Géologie Méditerranéenne, 14, 233-243.

BENITO, G. y GUTIERREZ, M. (1987).- Karst in gypsum and its environmental impact on the middle Ebro Basin (Spain). En: BECK, B.F. (Ed.). Karst Hydrogeology. Engineering and Environmental Applications, Balkema, 137-141.

CASAS, A. y BENITO, G. (1988).- Deformaciones Cuaternarias debidas a procesos diapíricos en la Depresión del Ebro (prov. de Zaragoza, Navarra y la Rioja). Congreso Geológico de España, Comunicaciones, Vol. 1.

ETCHECOPAR, A.; VASSEUR, G. & DAIGNIERES, M. (1981).- "An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensors from fault population analysis. I. Struct. Geol. 3, pp. 51-65.

GUTIERREZ, M.; IBAÑEZ, M.J.; PEÑA, J.L.; RODRIGUEZ, J.; SORIANO, A. (1985).- Quelques exemples de Karst sur gypse dans la dépression de l'Ebre. Karstologia nº 6 - 2º Semestre 1985.

GUTIERREZ ELORZA, M. y PEÑA MONNE, J.L. (1989).- Depresión del Ebro. Mapa del Cuaternario de España. Escala 1:100.000, pp. 129-139. ITGE.

GUTIERREZ, M.; SIMON, J.L. y SORIANO, A. (1986).- Algunos aspectos de la tectónica neógena y cuaternaria en el sector

central de la Depresión del Ebro. Boletín Geológico y Minero T. XCVIII-I, pp. 9-21.

IBAÑEZ, M.J. y MENSUA, S. (1976).- Contribución al estudio de vertientes en condiciones semiáridas. Tipos de vertientes sobre yesos en el valle del Ebro. Bol. Real Soc. Geog. T. CXII, parte II.

FRUTOS, L.M. (1976).- Estudio geográfico del "Campo de Zaragoza". Tesis doctorales nº XXI. Institución Fernando el Católico, pp. 353.

I.T.G.E. (1990).- Mapa Geológico Nacional. Escala 1:50.000 (MAGNA). Modelo de Hoja. Anexo V: Neotectónica.

MANDANO, J.; RODRIGUEZ VIDAL, J.; TENA, J.M. (1984).- La disolución de rocas evaporíticas: Un importante factor geomorfológico en el Valle del Ebro. Cuadernos de investigación Geográfica. T. X., pp. 139-148.

PEGORARO, O. (1972).- Application de la microtectonique à une étude de néotectonique. Le golfe Maliaque (Grèce Centrale). Thèse III^{ème} cycle. U.S.T.L. Montpellier, 41 pp.

RIBA, O. (1983).- La Cuenca del Ebro. Evolución geológica postalpina y neotectónica. Libro Jubilar J. M^a Ríos. Geología de España, T. 2, tema IV.1.3., p. 921. I.G.M.E.

RODRIGUEZ VIDAL, J. (1986).- Deformaciones recientes en los depósitos cuaternarios de la Puebla de Alfindén (Zaragoza). Bol. Geol. y Min. T. XCVII-1. Año 1986 (3-8).

SIMON GOMEZ, J.L. (1983).- La compresión alpina y el tránsito a la distensión en la Cadena Ibérica Oriental. Bol. Geol. y Min., XCIV-IV, pp. 281-290.

SIMON, J.L. (1989).- Late Cenozoic stress field and fracturing in the Iberian Chain and Ebro Basin (Spain). Journal of Structural Geology, Vol. 11, nº 3, pp. 285-294.

SIMON, J.L.; SERON, F.J. y CASAS, A.M. (1988).- Stress deviation and fracture development under multidirectional extension regime. Mathematical and experimental approach with field examples. Annales Tectonicae, 2(1), 21-32.

SIMON, J.L. y SORIANO, A. (1985, a).- Deformaciones cuaternarias en el área de Zaragoza. Actas I Reunión del Cuaternario Ibérico, Vol. II, pp. 329-343.

SIMON, J.L. y SORIANO, A. (1985, b).- Diapiric deformations in the Quaternary deposits of the Central Ebro Basin, Spain. Geol. Mag. 123(1), pp. 45-57.

SIMON, J.L. y PARICIO, J. (1988).- Sobre la compresión alpina en la Cordillera Ibérica (algunas precisiones a propósito de los comentarios de J. GUIMERA al trabajo "Aportaciones al conocimiento de la compresión tardía en la Cordillera Ibérica Centro-oriental: la Cuenca neógena inferior de Mijares. Teruel-Castellón"). Estudios Geol. 44, pp. 271-283.

SOLE SABARIS, L. (1952).- Terrazas cuaternarias deformadas de la Cuenca del Ebro. Mem. R. Acad. Ciencias y Artes. Barcelona (3º), 31(7), pp. 239-259.

SORIANO, A. (1986).- Dolinas de disolución normal y dolinas aluviales en el sector Centro-Meridional de la Depresión del Ebro. Bol. Geol. y Min. T. XCVII-III, pp. 328-337.

SORIANO, M.A. (1988).- Dolinas aluviales y su impacto ambiental en las proximidades de Zaragoza. II Congr. Geol. de España, Granada. Comunicaciones, Vol. 2, pp. 495-498.

SORIANO, A. (1990).- Geomorfología del sector Centromeridional de la Depresión del Ebro. Tesis Doctoral. Institución Fernando el Católico. Zaragoza.

ZUIDAM VAN, R.A. (1976).- Geomorphological development of the Zaragoza region, Spain. Processes and landforms related to climatic dranges in a large Mediterranean river basin. Int. Inst. for Areal survey and Earth Sciences (I.T.C.), 221 pp. Ensdede.