MEMORIA NEOTECTONICA DE LA HOJA DE BENABARRE (32-12) 289

NOVIEMBRE/96

COMPAÑIA GENERAL DE SONDEOS, S.A.

INDICE

INDICE

Págs.

1.- **INTRODUCCION** 1

2.- **ESTRUCTURA NEOTECTONICA** 4

2.1. DIAPIRISMO Y HALOCINESIS 6

2.2. DIACLASADO Y FRACTURACION 7

2.3. FALLAS NORMALES DE ESCALA CARTOGRAFICA 12

3.- **SISMICIDAD** 15

4.- **RESUMEN Y CONCLUSIONES** 17

5.- **BIBLIOGRAFIA** 20

1.- INTRODUCCION

1.- INTRODUCCION

El Mapa Neotectónico de la hoja de Benabarre (32-12) se ha realizado siguiendo las pautas establecidas en el Anexo V: Neotectónica de la "Normativa para la Elaboración del Mapa Geológico a escala 1:50.000" (ITGE, 1991).

El mapa contiene una infraestructura geológica obtenida a partir de los mapas Geológico y Geomorfológico a escala 1:50.000. Se diferencian solamente dos tipos de terrenos, los de edad preneotectónica y los de edad neotectónica, incluyendo estos últimos desde el Vallesiense hasta la actualidad; en este caso solamente están representados los depósitos cuaternarios. Esta infraestructura geológica se completa con algunas estructuras tectónicas alpinas que afectan a materiales preneotectónicos y que pueden haber tenido actividad en etapas recientes, aunque no haya signos evidentes de ello.

Tomando como base dicho mapa infraestructural, se le superponen (si las hay) las estructuras que afectan a materiales de edad neotectónica, los rasgos geomorfológicos que puedan indicar actividad neotectónica y, en definitiva, toda la información recopilada que sea indicativa de actividad tectónica reciente (sismicidad, etc). En ocasiones se representan rasgos puntuales de escala no cartografiable (direcciones dominantes de diaclasas, deformaciones locales, ...)

En La hoja de Benabarre, situada en el sector central del Prepirineo meridional, se distinguen dos dominios principales. La mitad oriental de la misma se encuentra ocupada por materiales mesozoico-eocenos, intensamente deformados y con elevados buzamientos en su sector meridional, correspondientes a las Sierras Marginales y Sierra del Montsec (dentro de la Unidad Surpirenaica Central). En la mitad occidental de la hoja los materiales mesozoico-eocenos se encuentran recubiertos en su mayor parte por depósitos detríticos oligocenos potentes que fosilizan y enmascaran la estructura tectónica infrayacente, aunque también presentan deformaciones importantes. La orientación de las estructuras sufre un giro

desde la dirección pirenaica ONO-ESE, dominante en el sector oriental, hasta NO-SE en el occidental, condicionado por la proximidad del límite occidental de la Unidad Surpirenaica Central.

Los depósitos de edad neotectónica registrados en la hoja corresponden exclusivamente al Cuaternario, y están relacionados en su mayoría con los cursos fluviales que drenan el Pirineo (terrazas y glacis asociados). Las deformaciones registradas en materiales oligocenos podrían, en algún caso, haberse originado en época neotectónica, pero resulta francamente difícil diferenciarlas de las que se desarrollaron durante el Oligoceno y Mioceno inferior, muy abundantes en algunas áreas.

Los escasos fenómenos deformativos neotectónicos detectados en la hoja pueden estar relacionados en gran parte con procesos ligados a la presencia de materiales plásticos susceptibles de originar diapirismo, halocinesis, despegues,...

2.- ESTRUCTURA NEOTECTONICA

2.- ESTRUCTURA NEOTECTONICA

En los depósitos cuaternarios de la hoja apenas se registran deformaciones. Ello puede ser debido en parte a su escasez y a su naturaleza; generalmente son detríticos groseros escasamente cementados que ocupan áreas muy reducidas normalmente próximas a cursos fluviales, salvo en la depresión de Ager, donde los glacis cubren grandes extensiones de terreno. Tan sólo se han detectado posibles deformaciones en niveles altos de terraza, muy escasos en la hoja, sólo presentes en un corto tramo del río Noguera Ribagorzana, en torno a Puente de Montañana.

En cuanto a los materiales terciarios, los más modernos que afloran en la hoja no sobrepasan el Oligoceno (quizás alcancen en algún punto la base del Mioceno), de manera que están muy alejados de la época neotectónica. Estos depósitos oligocenos que forman parte del relleno de la Cuenca de Graus se encuentran deformados en pliegues de gran radio por las etapas postreras de compresión alpina (con buzamientos locales de hasta 40° y abundante fracturación), aunque fosilizan las principales estructuras tectónicas prepirenaicas (cabalgamiento del Montsec, etc). La deformación es más intensa, en general, en las zonas de contacto con materiales triásicos, atestiguando la existencia de procesos diapíricos y halocinéticos ligados a las facies Keuper. Sin embargo, la edad oligocena de estos depósitos no permite asegurar la actuación de estos procesos en la época neotectónica.

Estas características dificultan considerablemente el estudio neotectónico, que se ha basado en los siguientes aspectos:

- Estructuras relacionadas con fenómenos diapíricos, halocinéticos, etc.
- Deformaciones en depósitos recientes
- Fracturación en materiales oligocenos (y anteriores), con posibilidad de haberse generado en épocas recientes.

- Anomalías en superficies de erosión.
- Sismicidad.

2.1. DIAPIRISMO Y HALOCINESIS

En la cartografía se han representado una serie de contactos de carácter potencialmente diapírico (supuesto) que delimitan áreas de afloramiento de grandes masas de margas yesíferas triásicas, ya que, aunque apenas se han encontrado indicios de tal actividad, las deformaciones relacionadas con este tipo de fenómenos son, en general, "atectónicas", pero con frecuencia se producen en épocas recientes, de manera que entran de lleno en el ámbito de la Neotectónica. En el Prepirineo son abundantes las manifestaciones diapíricas, generalmente ligadas a las arcillas y margas salinas del Triásico superior en facies Keuper. En áreas muy próximas a la hoja de Benabarre no son raras las evidencias de actividad diapírica durante el Cuaternario (por ejemplo, en el Diapiro de Estada).

Sin embargo, en la hoja de Benabarre no se han encontrato pruebas claras de tal actividad reciente, a pesar de la existencia de dos afloramientos triásicos principales, uno en torno a Estaña, de gran extensión superficial, y otro en Tolva, de dimensiones más reducidas, así como numerosos asomos menores en la base de las láminas cabalgantes de la Sierra del Montsec. Esta ausencia de indicios puede estar relacionada con la escasez de depósitos recientes de características adecuadas para registrar tales deformaciones en las zonas de afloramiento del Keuper.

En efecto, el extenso afloramiento triásico de Estaña no presenta apenas recubrimiento cuaternario, y el que tiene es muy reciente, de manera que resulta difícil que puedan quedar registradas deformaciones cuaternarias que no sean muy recientes. Solamente se ha observado un lugar donde parece que el Keuper provoca pequeñas deformaciones en un delgado recubrimiento cuaternario, pero se trata de una observación dudosa dadas las malas condiciones de exposición. En relación con el extenso afloramiento de Estaña se han desarrollado una serie de

áreas endorreicas, pero no es necesario invocar causas neotectónicas para explicar su génesis. Es evidente su actividad diapírica que deforma las capas oligocenas en algunos puntos (Pilzán), pero no hay pruebas de su continuación neotectónica.

Respecto a la zona de Tolva, resulta llamativo el asomo domático de estratos mesozoicos con núcleo de Keuper a través del Oligoceno; éste se dispone discordante sobre el Mesozoico, y se encuentra deformado en el contacto con las arcillas triásicas. Tal estructura, de interpretación controvertida desde los primeros estudios geológicos, parece haber experimentado una dinámica de ascenso diapírico al menos en algún momento de su desarrollo, y este comportamiento puede haber alcanzado la época neotectónica, aunque no se han encontrado evidencias que permitan asegurarlo. Unicamente destaca el fuerte encajamiento del Río Cajigar al atravesar esta estructura, pero ello no constituye un indicio consistente que permita deducir una actividad neotectónica del domo, si bien resulta llamativo el hecho de que el río desarrolle en torno a su cauce principal una ancha banda de depósitos de gravas tanto al Norte como al Sur del domo, mientras en su interior es manifiesta la estrechez de su cauce.

2.2. FRACTURACIÓN EN MATERIALES TERCIARIOS Y CUATERNARIOS

Los depósitos cuaternarios, únicos representantes del período neotectónico en esta hoja, se encuentran escasamente fracturados. Esto puede ser debido, no tanto a la escasez de actividad tectónica reciente, sino al reducido grado de cementación de estos depósitos, así como a su relativa juventud (apenas están representados niveles altos de terrazas). Sólo se ha encontrado una posible fractura (con desplazamiento de 20-30 cm y orientación indeterminada) que afecta a un depósito de terraza correspondiente al nivel más alto representado en la hoja para el Río Noguera Ribagorzana, en las inmediaciones de Puente de Montañana (punto de observación 1, fotos 1 y 2).

La fracturación y diaclasado que afectan a los depósitos terciarios más recientes (oligocenos) responde mayoritariamente a los últimos estadios compresivos alpinos (de hecho, estos materiales distan mucho de estar horizontales), de manera que no resulta fácil discriminar estructuras debidas a la sobreimposición del campo de esfuerzos neotectónicos. De todos modos, en áreas próximas SANCHO (1990) se tomó la molestia de estudiar las macro y microfallas normales que encontraba en las calizas eocenas de las Sierras Marginales y que consideró claramente posteriores a las estructuras compresivas (por tanto, correspondientes al campo de esfuerzos distensivo reciente). Detectó una orientación mayoritaria subparalela a la directriz estructural de la sierra (ONO-ESE en el sector estudiado por dicho autor). Del análisis estadístico conjunto de tales fallas se deduce que son coherentes con un tensor de esfuerzos en régimen de distensión radial, corroborando la hipótesis de que el régimen de esfuerzos reciente en este sector pirenaico es similar al desarrollado en la Cuenca del Ebro y la Cordillera Ibérica, aunque enmascarado por la intensa actividad tectónica precedente.

El citado modelo de campo de esfuerzos reciente para el dominio de la Cuenca del Ebro y la Cordillera Ibérica fue propuesto por SIMON (1989) y se apoya en la existencia (en todo el dominio considerado) de un patrón de diaclasado muy constante que afecta por igual a materiales de diversas edades a lo largo de todo el Neógeno y Cuaternario. Este patrón básico consiste en la existencia de dos familias de diaclasas verticales perpendiculares entre sí, la principal N-S y una secundaria E-O. En presencia de accidentes importantes preexistentes en el sustrato o en las promixidades, las consiguientes desviaciones de las trayectorias de los esfuerzos principales en la horizontal pueden dar lugar a que el sistema de diaclasas perpendiculares se forme en posición rotada respecto a la orientación principal N-S, tendiendo las diaclasas a generarse con orientación perpendicular (o paralela) a la dirección del accidente preexistente (SIMON et al, 1988).

Según SIMON (1989), este patrón de fracturación puede explicarse mediante la superposición de una compresión N-S (originada por el acercamiento entre las

placas Africana, Ibérica y Europea, muy activa en las Béticas y mitigada progresivamente al desplazarnos hacia el Norte) y una distensión radial (causada por un proceso de "doming" cortical ligado al "rifting" del Este peninsular). El resultado es un régimen de distensión tendente a multidireccional, con el eje σ_2 situado en dirección N-S (coincidente con el eje σ del campo compresivo). Paralela a dicho eje se formaría la familia principal N-S de fracturas tensionales. La formación de estas fracturas provoca una relajación en el esfuerzo σ_3 extensivo que da lugar a un intercambio con el eje σ_2, lo que propicia la formación de nuevas fracturas perpendiculares a las primeras. En esta zona prepirenaica no abundan las fracturas N-S ni E-O, sino NO-SE y NE-SO, en coherencia con la aparición de campos de esfuerzos secundarios en presencia de accidentes preexistentes NO-SE y (O-NO-ESE) abundantes en los materiales mesozoico-eocenos y bajo el Oligoceno.

En el área comprendida en la hoja de Benabarre faltan los depósitos correspondientes al Mioceno y Cuaternario antiguo, y los sedimentos del Oligoceno y anteriores muestran evidencias de haber sufrido intensamente la compresión alpina. Además, se constata la existencia de frecuentes accidentes tectónicos alpinos de importancia. Todo ello nos lleva a descartar la realización de un estudio de la fracturación de estos materiales a escala de afloramiento ya que, al contrario que en zonas más meridionales menos deformadas, no aportaría apenas información utilizable en el estudio neotectónico que se pretende.

No obstante, la detección en foto aérea de rasgos rectilíneos en la red de drenaje que no están ligados a contrastes litológicos ni constituyen accidentes geológicos reconocibles en campo permite suponer la existencia de una fracturación que condiciona el trazado de la red hídrica y que afecta fundamentalmente a los depósitos oligocenos; en menor medida, queda reflejada su presencia también en sedimentos más antiguos. Apenas se observan lineamientos de orientación submeridiana, sino que predominan los NE-SO a ENE-OSO y los NO-SE a ONO-ESE, claramente condicionados éstos últimos por la dirección de las estructuras alpinas principales en cada sector (figura 1). Esta disposición parece coherente con las ya

mencionadas observaciones de SANCHO (1990) en áreas próximas, aunque resulta algo aventurado atribuir esta fracturación a la época neotectónica al no encontrarse sedimentos recientes afectados (quizás la fractura que afecta a una terraza antigua al Sur de Puente de Montañana pueda pertenecer a este conjunto, pero la indeterminación en su orientación no permite asegurarlo).

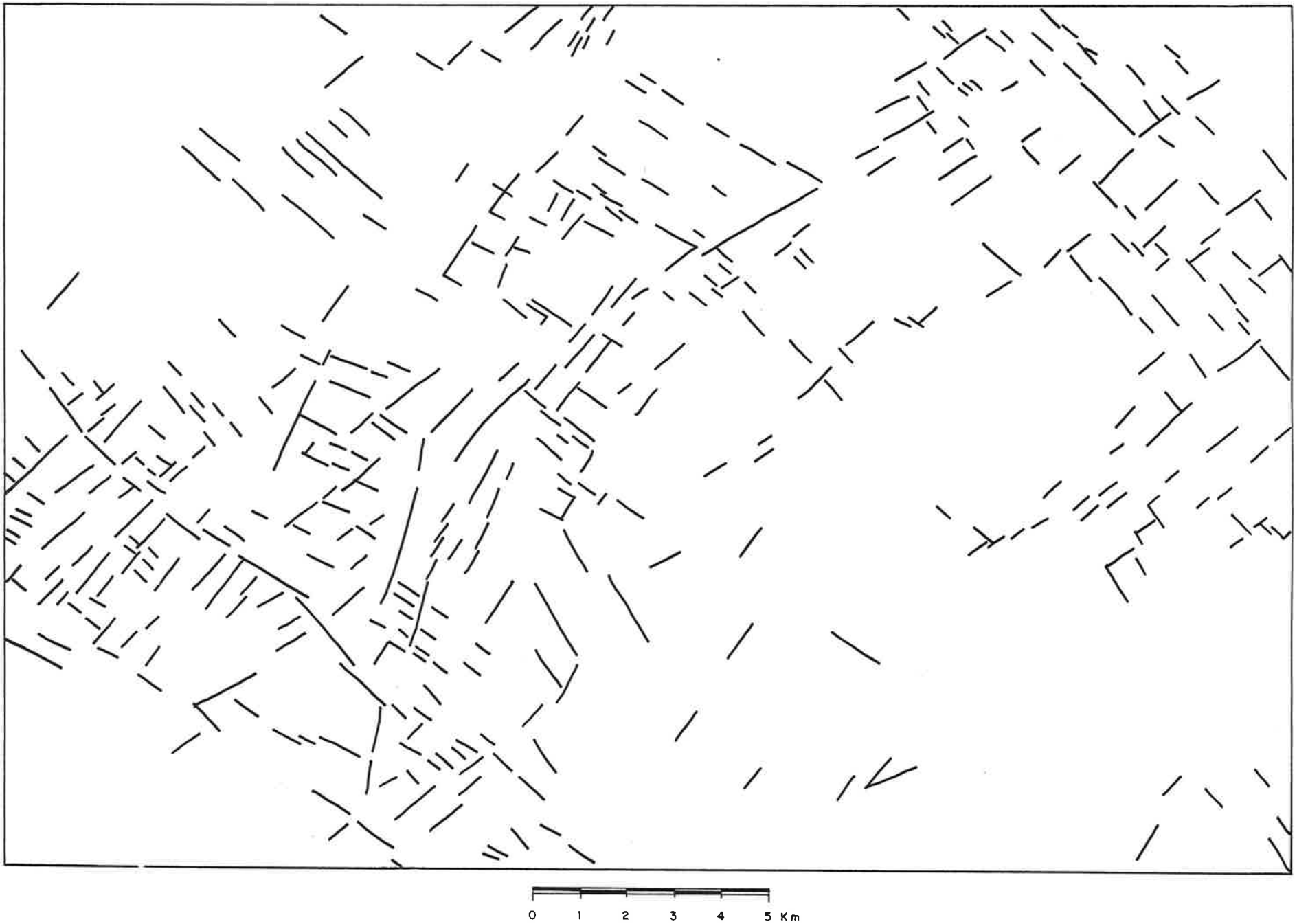

Fig 1 - Esquema de fracturación de la hoja de Benabarre, Escala gráfica

2.3. DEFORMACIONES DE SUPERFICIES DE EROSIÓN

El estudio de las superficies de erosión como superficies de referencia constituye una herramienta muy útil para la identificación de deformaciones neotectónicas en áreas como las Sierras Marginales del Prepirineo (donde se asienta la hoja de Benabarre), constituidas por materiales mesozoico-paleógenos con intensa deformación alpina.

De todos modos, no resulta fácil en esta zona la identificación de estas superficies, reducidas a escasos retazos aislados debido al fuerte encajamiento de la red fluvial cuaternaria. SANCHO (1990) reconstruyó la morfología de una de estas superficies, de edad finimiocena, en un sector de las Sierras Marginales que afecta parcialmente a una pequeña porción de la esquina SO de la hoja, en las inmediaciones de Pilzán (figura 2). Esta reconstrucción interpreta la existencia de dislocaciones de la superficie en retazos situados a diferentes cotas topográficas debido a la presencia de diversas fallas con actividad neotectónica (todas ellas fuera de hoja). Se reconocen retazos de tal superficie a tres cotas diferentes, 1.100-950 m, 800-900 m y 750-800 m, delimitados por fallas de orientación ONO-ESE (subparalelas a la estructura de la sierra), y NNE-SSO, pero la práctica ausencia de tales retazos en la hoja (sólo se reconocen dos, de extensión muy reducida y correspondientes al nivel de 800-900 m) no permite interpretar la existencia de estos accidentes neotectónicos en la hoja.

En este mismo sector de la hoja aflora una parte del Sinclinal de Estopiñán, que se extiende de Purroy a Camporrells en dirección NNO-SSE y sobre el que se ha desarrollado una extensa superficie de erosión. En efecto, llama la atención el hecho de que la constitución litológica del sinclinal es idéntica a la de las sierras que lo rodean, pero su relieve es sorprendemente plano y más bajo que los abruptos relieves circundantes (en torno a 750 m). MARTINEZ y POCOVI (1984) interpretan este fenómeno como un hundimiento del bloque en el que se encuentra el sinclinal, debido al desarrollo de una situación extensional en este

sector con posterioridad a la formación de la superficie de arrasamiento que provoca el relieve plano. Según estos autores, el hundimiento no tuvo lugar antes del Mioceno, pero reconocen la dificultad en datar la superficie de erosión o correlacionarla con otras superficies próximas. Podría ser simultaneo a la perforación de la serie oligo-miocena por los cercanos diapiros de Estada, Naval, etc. pero quizás su actividad se prolonga en épocas más recientes, pertenecientes ya al ámbito de estudio de la Neotectónica. En el mapa se ha representado como área hundida que afecta a terrenos preneotectónicos.

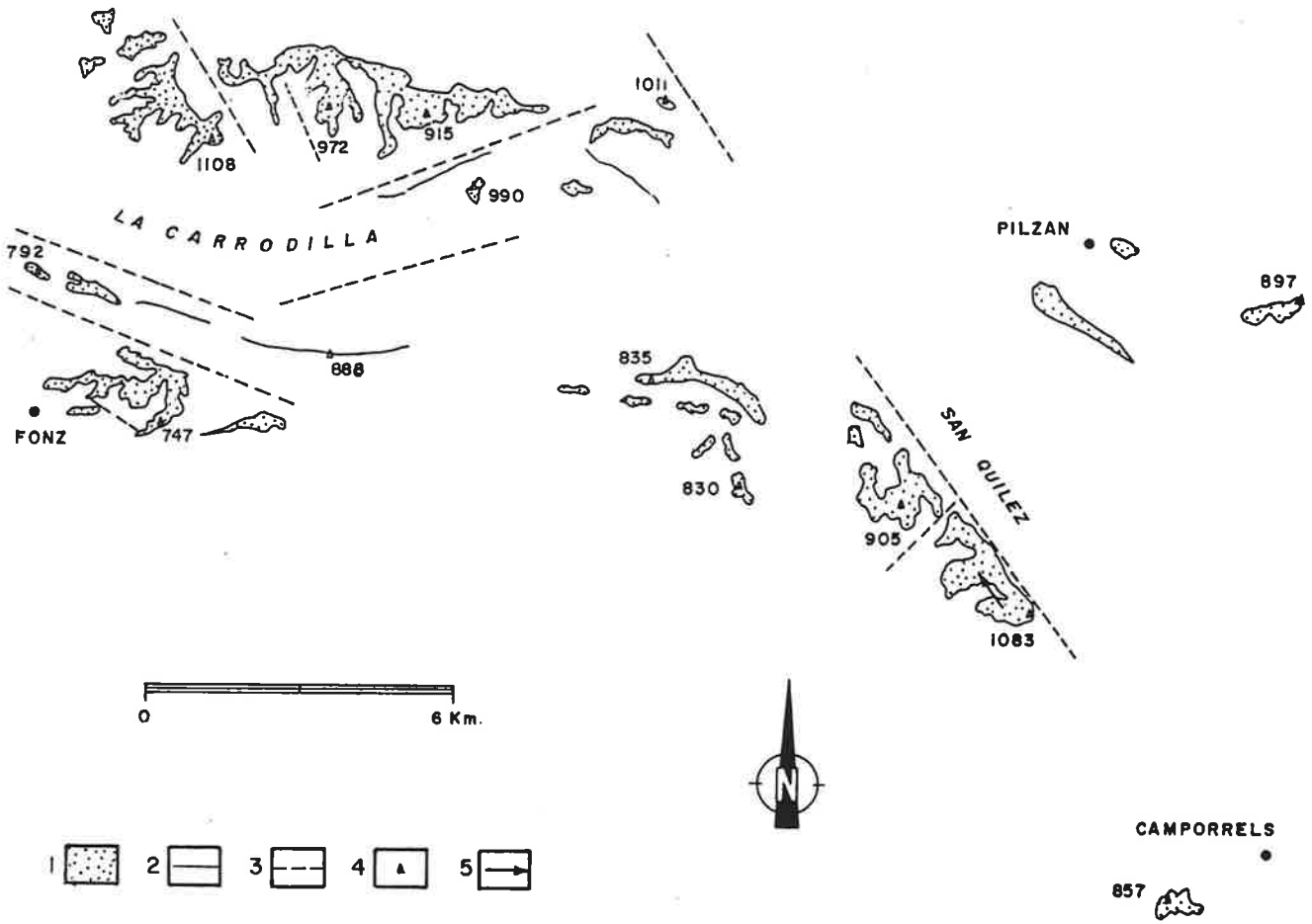

Fig. 2 - Principales accidentes estructurales que deforman la superficie de erosión "Finimiocena". 1 : Superficie de erosión. 2 : Líneas de cumbres arrasadas. 3 : Fallas interpretadas. 4 : Cotas topográficas en metros. 5 : Basculamiento de la superficie de erosión (SANCHO, 1.990, modificado)

3.- SISMICIDAD

3.- SISMICIDAD

Según los datos del Catálogo de Sismos Próximos del Instituto Geográfico Nacional, la actividad sísmica en esta región del Prepirineo es muy reducida. Unicamente se registra un sólo epicentro en el territorio comprendido en la hoja de Benabarre antes del 30 de Abril de 1995.

El terreno en cuestión, de escasa entidad (su magnitud es de 2,6), se produjo el 7 de Enero de 1994 en las proximidades de Antenza, al SE de Benabarre, aunque en el momento de la consulta al banco de datos sísmicos no se disponía de cálculos de error en su localización epicentral. La profundidad del hipocentro se estima en 10 km (sin cálculo del error en profundidad).

Su ubicación cartográfica en el interior de un extenso afloramiento de materiales detríticos oligocenos que fosilizan y ocultan la estructura geológica alpina que dibujan las capas mesozoico-paleógenas infrayacentes no permtie relacionar este sismo con la actividad de ninguna estructura geológica, máxime teniendo en cuenta la profundidad del fenómeno.

4.- RESUMEN Y CONCLUSIONES

4.- RESUMEN Y CONCLUSIONES

Tras las etapas compresivas eoceno-oligocenas que configuran la estructura general del Prepirineo en este sector, y que pueden prolongarse localmente hasta el Mioceno, sobreviene en la región una tectónica distensiva que se manifiesta fundamentalmente tanto mediante perforaciones diapíricas de la cobertera mesozoico-paleógena por los materiales plásticos del Triásico aprovechando fracturas previas, como por deformaciones de la superficie de erosión finimiocena; en menor medida, en algunas zonas puede registrarse un diaclasado de los depósitos recientes que denota un régimen de distensión tendente a radial.

En la hoja de Benabarre apenas han quedado registradas evidencias de tales fenómenos. La escasez de depósitos que correspondan al intervalo Mioceno superior-Actualidad (Epoca Neotectónica), así como la inadecuada constitución litológica y textural de tales sedimentos son los factores principales que explican esta carencia de información.

En áreas próximas (hoja de Fonz) son muy abundantes los indicios de actividad reciente en algunos diapiros triásicos. Sin embargo, en la presente hoja los afloramientos triásicos de cierta extensión apenas contienen depósitos recientes que puedan registrar tal actividad.

En cuanto a la existencia de un patrón de fracturación coherente con un régimen distensivo de esfuerzos en etapas recientes, patrón muy común y fácilmente reconocible en el dominio de la cercana Cuenca del Ebro y la Cordillera Ibérica, resulta muy difícil reconocer su presencia en esta región prepirenaica. Ello es debido, por un lado, a que en materiales antiguos ha de superponerse a las abundantes estructuras compresivas alpinas, seguramente reactivando fracturas previas y sin apenas generación de fracturas nuevas. Por otra parte, la existencia de abundantes accidentes tectónicos preexistentes en el sustrato o en las proximidades de una determinada zona condiciona fuertemente la orientación de las fractu-

ras de nueva generación debido a las desviaciones que induce en las trayectorias de esfuerzos principales por la aparición de campos secundarios de esfuerzos, lo cual trastoca seriamente la geometría del patrón de fracturación que se forme en esa zona y hace difícil la labor de reconocer el régimen tectónico en que se fracturó la roca. SANCHO (1990) realiza un detallado estudio de las fallas normales y diaclasado de este sector del prepirineo y determina la presencia de sistemas de fracturas subverticales constituidos por dos familias perpendiculares entre sí (indicio de haber actuado bajo un régimen distensivo radial), la principal de las cuales muestra una orientación NO-SE, paralela a la directriz estructural local.

El único aspecto relativamente bien representado en la hoja es la deformación de la superficie de erosión finimiocena desarrollada en la cercana Sierra de La Carrodilla. Esta superficie se encuentra compartimentada por fallas heredadas que han rejugado durante la distensión, como lo manifiesta la existencia de retazos de la misma a diferentes altitudes. La mayor parte de las porciones conservadas de tal superficie se encuentran en la hoja de Fonz, pero algunas se observan en las inmediaciones de Pilzán, dentro de la hoja de Benabarre. La edad de estas deformaciones entra dentro de la época neotectónica si se confirma la formación de la superficie hacia el final del mioceno. Otra superficie de arrasamiento, desarrollada sobre el Sinclinal de Estopiñán, al SO de la hoja, cuya edad es difícil de estimar, se encuentra magníficamente conservada en una gran extensión, y sorprendentemente hundida respecto a los relieves adyacentes, lo cual testifica la existencia de un movimiento tectónico iniciado seguramente en el Mioceno y cuya actividad puede haberse prolongado hasta épocas recientes.

Por último, la sismicidad registrada en la hoja es muy escasa, representada por un solo terremoto de magnitud 2,6 generado a una produndidad de 10 km y difícilmente relacionable con estructura superficial alguna.

5.- BIBLIOGRAFIA

5.- BIBLIOGRAFIA

I.G.N.- Banco de datos sísmicos

ITGE (1991).- Mapa Geológico Nacional. Escala 1:50.000 (MAGNA). Modelo de hoja. Anexo V: Neotectónica, pp. 55-76. Inédito.

MARTINEZ, M.B. y POCOVÍ, A. (1984).- Significado tectónico del peculiar relieve del Sinclinal de Estopiñán (Prepirineo de Huesca). I. Cong. Esp. de Geología, III, 199-206.

SANCHO, C. (1990).- Algunas consideraciones sobre la neotectónica del sector oriental de las Sierras Exteriores Oscenses. Bol. Geol. y Min. 101 (4), 526-535.

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. (1989).- Late Cenozoic stress field and fracturing in the Iberian Chain and Ebro Basin. J. Struct. Geol. 11 (3), 285-294.

FOTOGRAFIAS

Fotos 1 y 2.- Depósito de terraza pleistoceno en el que se observa un salto vertical de 30-40 cm. La escasa cementación del depósito y su textura grosera dificultan la conservación del plano de falla. Punto de observación situado al Sur de Puente de Montañana.