

DIAPIRISMO TRIÁSICO ANTIGUO Y RECIENTE EN EL ANTICLINAL DE CANELLES, SIERRAS MARGINALES CATALANAS (ZONA SURPIRENAICA CENTRAL)

J. M. Salvany

Dept. Enginyeria del Terreny i Cartogràfica, Universitat Politècnica de Catalunya, 08034 Barcelona (e-mail: salvany@etseccpb.upc.es)

Resumen: El anticlinal de Canelles es un pliegue asociado a la estructura de mantos y pliegues de las Sierras Marginales catalanas (Zona Surpirenaica central). En su núcleo afloran las evaporitas del Keuper y grandes bloques dolomíticos del Muschelkalk y de ofitas. Los flancos están formados por potentes series detríticas y carbonatadas del Mesozoico (principalmente Cretácico superior) y Paleógeno. A partir de un detallado estudio estratigráfico, geomorfológico y estructural puede deducirse que el anticlinal tiene un origen en parte compresivo y en parte diapírico: inicialmente, el pliegue se originó como resultado de la compresión paleógena y posteriormente extruyeron las evaporitas triásicas formando un diapiro en su parte central. Este diapiro se originó en el punto de intersección del anticlinal con una falla direccional profunda transversal al mismo, activada por la compresión paleógena. Sobre el núcleo del anticlinal se han reconocido tres diferentes depósitos aluviales y coluviales deformados que ponen de manifiesto que el diapiro se ha reactivado durante el Cuaternario antiguo, probablemente en relación con la neotectónica regional.

Palabras clave: Anticlinal de Canelles, diapirismo, Keuper, Sierras Marginales Catalanas, Pirineo, neotectónica, Triásico, Paleógeno, Cuaternario

Abstract: The Canelles anticline is a south-vergent fold in the thrust belt Southpyrenean chain. Its core is made up of upper Triassic evaporites (Keuper) which contain large blocks of limestone (Muschelkalk) and basic subvolcanic rocks (ophites). The limbs are made up of thick detrital and calcareous formations of Mesozoic (mainly Upper Cretaceous) and Paleogene age. From a detailed study (stratigraphy, geomorphology and structural geology) it is possible to interpret this anticline as a result of two deformations: an initial compressional folding and a subsequent of Triassic rocks diapirism. The diapir developed in the central part of the anticline, where a transverse strike-slip fault was active during the compression. Three surficial alluvial and colluvial deposits of old Quaternary age on the core of the Canelles anticline were deformed by the evaporites uplift. These deformations evidence that the diapirism has been active in recent times, probably in relation to regional neotectonics.

Key words: Canelles anticline, diapirism, Keuper, Southpyrenean chain, Pyrenees, neotectonics, Triassic, Paleogene, Quaternary.

Salvany, J.M. (1999): Diapirismo triásico antiguo y reciente en el anticlinal de Canelles, Sierras Marginales Catalanas (Zona Surpirenaica central). *Rev. Soc. Geol. España*, 12 (2): 149-163

En las Sierras Marginales existen diversos afloramientos de evaporitas triásicas atribuidos al desarrollo de diapiros (Ríos, 1948, 1963; Ríos y Almela, 1953; Coma, 1958; Riba y Llamas, 1962; Teixell y Barnolas, 1995). Por lo general son afloramientos aislados, de morfología aproximadamente circular, que cortan la estructura regional y en los que afloran de forma aparentemente caótica los materiales del Keuper y el Muschelkalk, conjuntamente con grandes bloques de ofitas. Estos afloramientos son claramente diferentes de los afloramientos triásicos alargados ligados a los frentes de cabalgamiento de la región, de estructura más sencilla, en los que sólo aflora la serie superior del Keuper. El significado de estas estructuras triásicas es

mal conocido, en buena parte debido a la escasez de datos de subsuelo existentes y a la falta de estudios de detalle de los afloramientos que los representan.

Un caso particular lo constituyen las evaporitas triásicas del núcleo del anticlinal de Canelles (Fig. 1). Este anticlinal ha sido descrito como un pliegue de estilo jurásico, ligado a la estructura regional de cabalgamientos surpirenaicos (Coma, 1958; Pocoví, 1978; Teixell, 1992). Sin embargo, estas evaporitas muestran un claro carácter extrusivo, discordante con los flancos, que ha sido activo al menos hasta el Cuaternario antiguo, como demuestran diversos depósitos aluviales y coluviales deformados. Este carácter extrusivo fue inicialmente descrito por Pocoví (1978), quien cita tam-

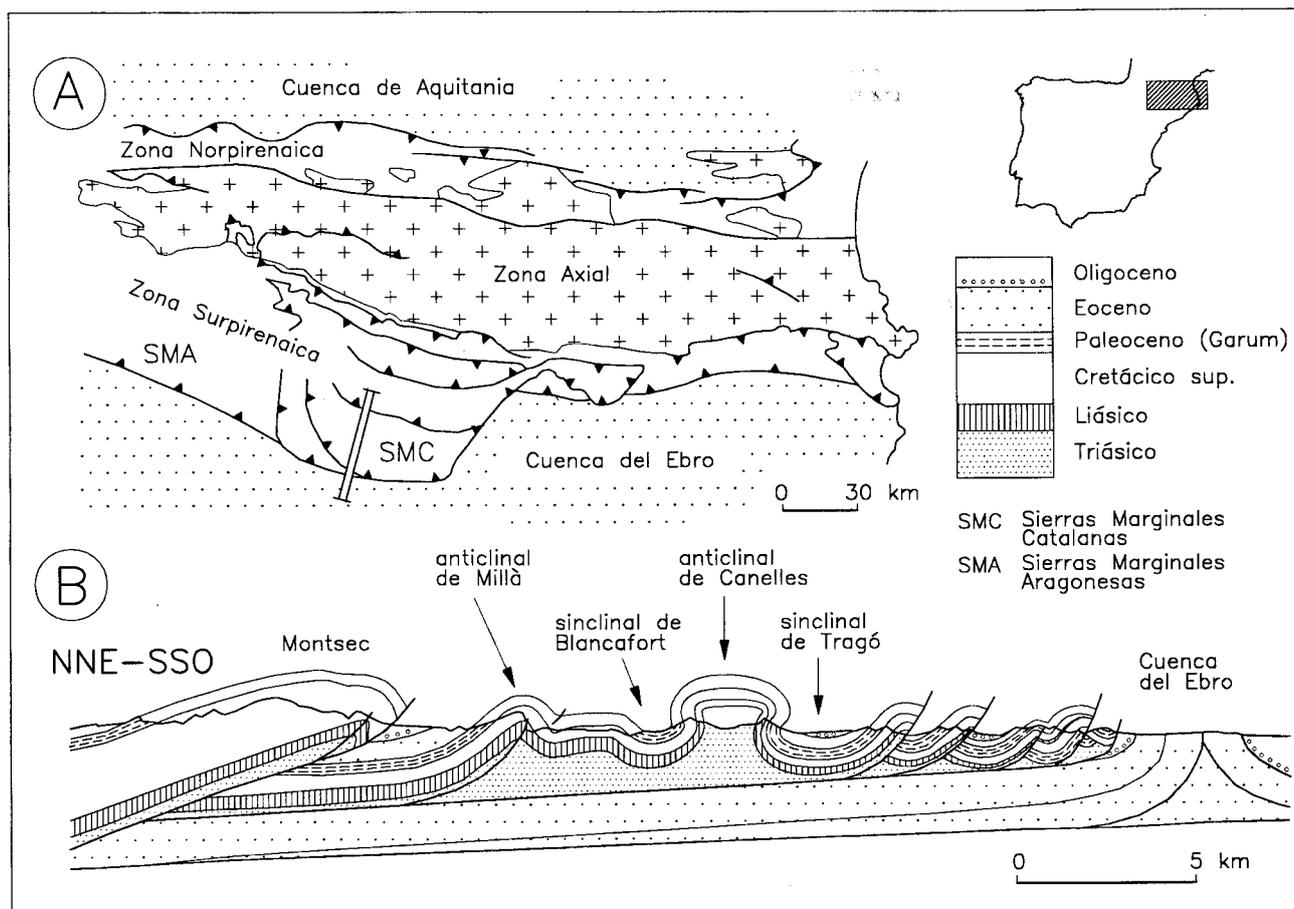


Figura 1.- Localización geológica regional del anticlinal de Canelles: (A) esquema geológico de la parte central y oriental del Pirineo con situación del corte de la figura B. (B) Corte geológico de las Sierras Marginales catalanas con la situación del anticlinal de Canelles (según Martínez Peña y Pocoví, 1988).

bién la deformación de una terraza alta del río Noguera Ribagorzana en el núcleo del anticlinal, como resultado del movimiento de las evaporitas.

Los datos estratigráficos, geomorfológicos y estructurales aportados por el presente estudio permiten establecer la relación de la extrusión de las evaporitas con la compresión paleógena, así como el significado de las deformaciones de los depósitos aluviales y coluviales que las recubren.

Estratigrafía

Triásico

Los materiales triásicos aflorantes en el núcleo del anticlinal de Canelles son el Muschelkalk, el Keuper y la Fm. Isábena (Fig. 2A).

El Muschelkalk forma un tramo continuo de calizas y dolomías con un espesor máximo observado de 50 m. Presenta dos unidades litológicas: una unidad inferior, compuesta por dolomías micríticas bien estratificadas en capas masivas de espesor métrico, y una unidad superior compuesta por calizas y dolomías tableadas, con un espesor inferior a los 10 m. Las calizas son ricas en oolitos y foraminíferos, y las dolomías son micríticas,

similares a las de la unidad inferior. La base del Muschelkalk se presenta siempre en contacto mecánico con las evaporitas del Keuper.

El Keuper lo forman tres unidades litológicas diferentes: la unidad inferior, de 25 m de espesor, está compuesta principalmente por yesos blancos, bien estratificados, con litofacies laminada. Claramente destaca un tramo yesífero basal, desarrollado directamente sobre las facies tableadas del Muschelkalk, de 10 m de espesor, y otras capas yesíferas menores, por encima de la basal, separadas por tramos margosos de color gris, y de similar desarrollo que los yesos. El techo de las margas pasa gradualmente a los yesos, definiendo tres ciclos margo-yesíferos, de 3 a 5 m de espesor, que culminan cada uno de ellos con un nivel oolítico de 10 a 20 cm de espesor. Entre los yesos de esta unidad inferior aflora un bloque de ofitas de 500 m de longitud.

La unidad intermedia es la de mayor desarrollo. Constituye una monótona sucesión de yesos y arcillas yesíferas de color rojo, con litofacies nodular o laminada, con algunos horizontes grisáceos. El contacto con la unidad inferior es neto, y es transicional con la unidad superior. Es difícil establecer su espesor total, dado que en ningún caso aflora un corte completo de esta unidad. Sin embargo, puede estimarse una potencia mínima del orden de 200 m.

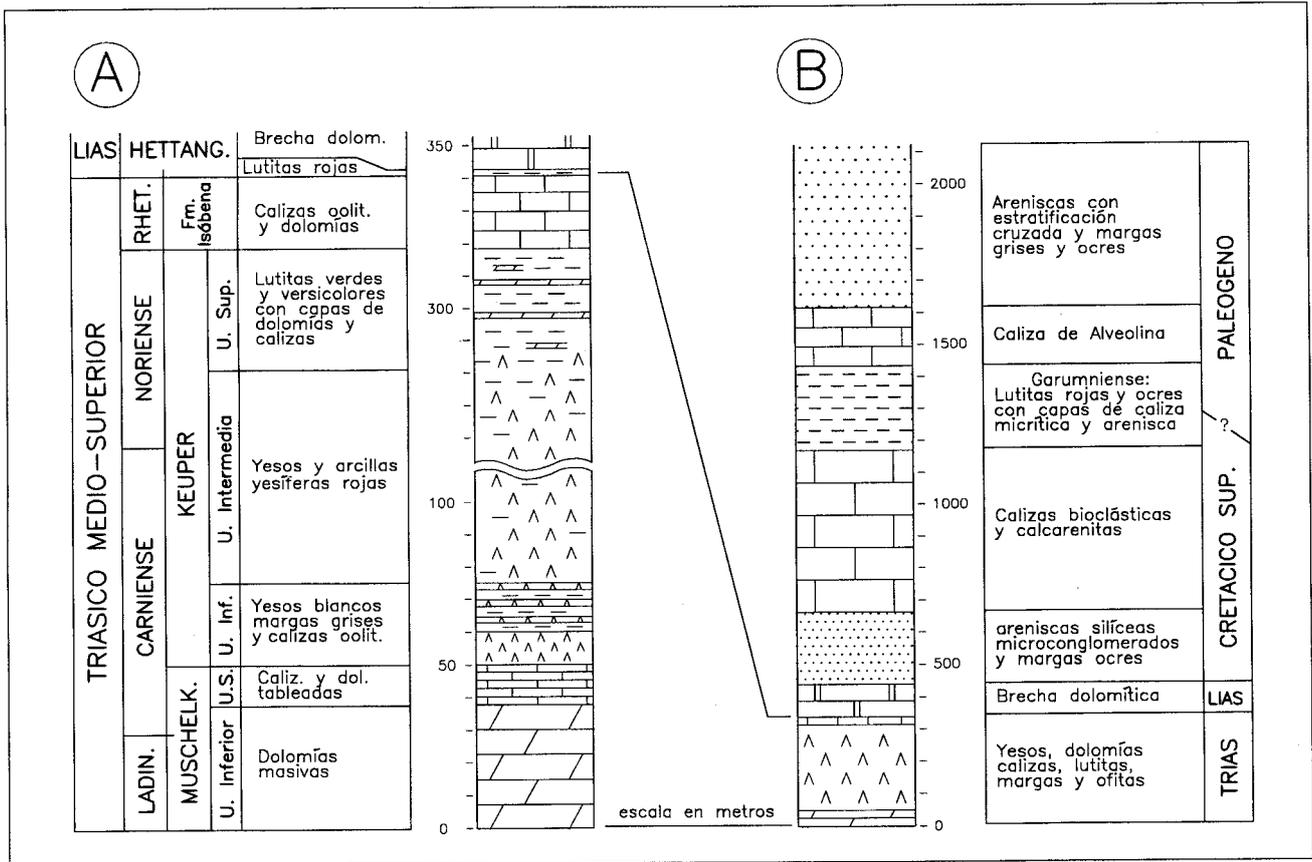


Figura 2.- Estratigrafía del anticlinal de Canelles: (A) estratigrafía de los materiales triásicos del núcleo del anticlinal, (B) estratigrafía general del anticlinal (núcleo y flancos). Los datos cronoestratigráficos proceden de Garrido y Ríos (1972) y Calvet (1996).

La unidad superior es esencialmente lutítica, de color gris verdoso, con horizontes rojizos y violáceos especialmente en su mitad inferior. Entre las lutitas se individualizan finas capas carbonatadas de espesor no superior a los 20 cm, compuestas por dolomías micríticas laminadas, masivas o brechoides. Ocasionalmente, algunas de estas capas son también de calizas oolíticas. El espesor total de esta unidad es de 40 m.

La sal (halita) es una litología común en el Keuper surpirenaico. En subsuelo llega a tener gran desarrollo en los principales tramos evaporíticos (Klimowitz y Torrecusa, 1990). En superficie no aflora debido a su elevada solubilidad, pero se manifiesta a través de los manantiales de aguas salinas, que son frecuentes en diversas localidades surpirenaicas como las de Gerri de la Sal, Cambrils o Vilanova de La Sal. En Canelles existe también un manantial salino en el extremo oriental de Les Salines. Por falta de datos de subsuelo desconocemos la cantidad de sal existente y su localización estratigráfica.

La serie triásica culmina con un tramo de calizas y dolomías bien estratificadas, de 20 m de espesor, superpuesto gradualmente a la unidad superior del Keuper. Corresponde a las «calizas inferiores» de Garrido y Ríos (1972) o Fm. Isábena de Márquez *et al.* (1994), que le atribuyen una edad Rhetiense.

En el afloramiento triásico de Les Avellanes, próximo al de Canelles, Calvet (1996) atribuye al Musche-

lkalk una edad Ladiniense-Carniense inferior, y una edad Carniense-Noriense al conjunto del Keuper. Estas edades son, por otro lado, comunes al conjunto del Triásico surpirenaico (Calvet *et al.*, 1993).

Mesozoico post-Triásico y Terciario.

En los flancos del anticlinal de Canelles se reconocen diferentes formaciones mesozoicas y terciarias de carácter detrítico y carbonatado. En líneas generales, presentan la siguiente estratigrafía (Fig. 2B):

Por encima de las calizas y dolomías rhetienses se presenta un tramo de dolomías brechoides («Carniolas») de 80 m de espesor, atribuidas al Hettangiense (Garrido y Ríos, 1972). A éstas les sucede una serie detrítica de 220 m de espesor, correspondiente al Cretácico superior (Santoniense-Campaniense?). Son lutitas, areniscas y microconglomerados, de color gris y ocre (localmente versicolores), de composición silícea. Las areniscas son la litología dominante. Sobre éstas se dispone una potente unidad carbonatada, de 500 m de espesor, correspondiente al Cretácico superior (Campaniense-Maastrichtiense) y también en parte a la base del Paleoceno (Pocoví, 1978; Teixell, 1992). Son calizas muy fosilíferas, compuestas por rudistas, corales, braquiópodos, briozoos y foraminíferos. Algunos niveles son también calcareníticos. Hacia techo las calizas son micríticas e intercalan niveles margosos de varios metros de espesor.

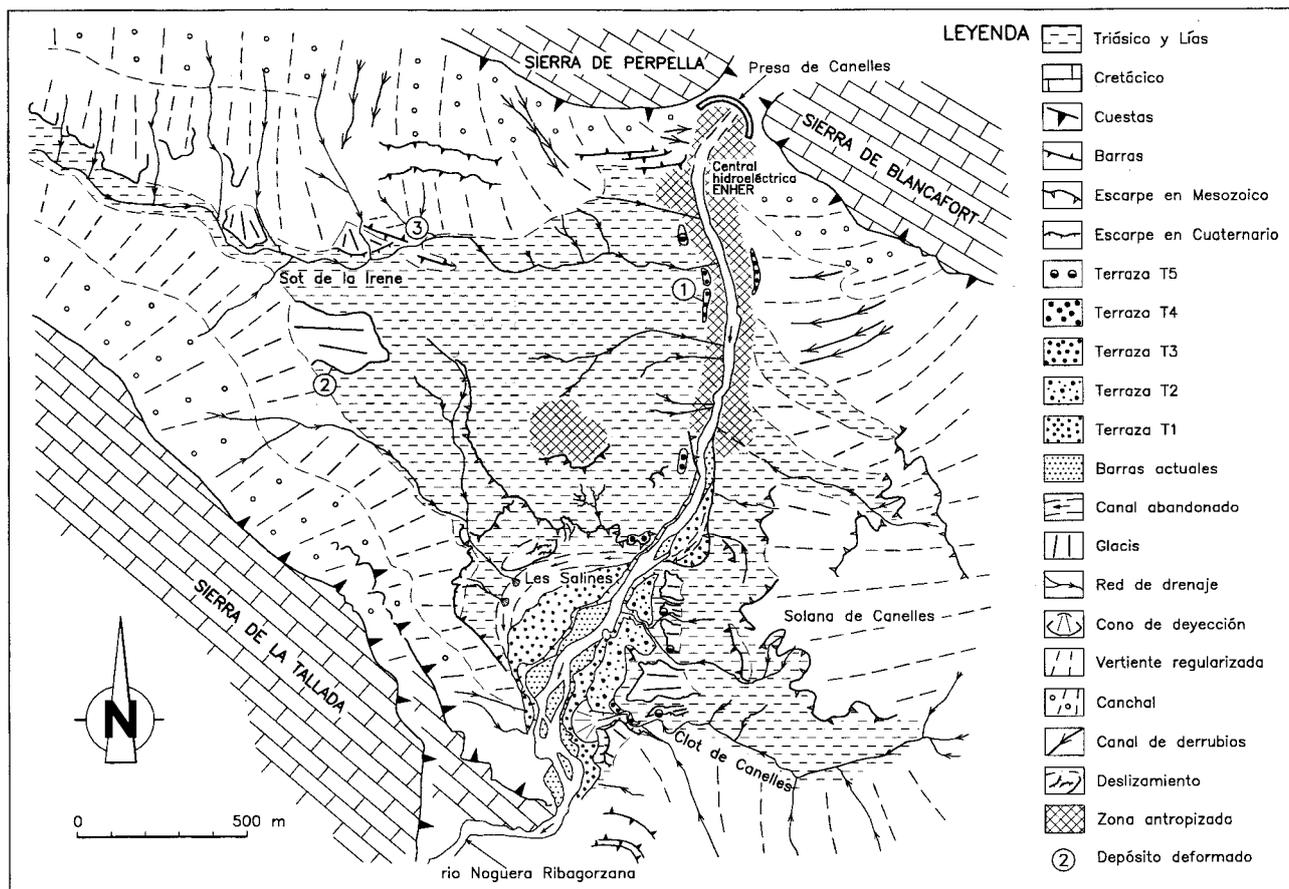


Figura 3.- Mapa geomorfológico de la parte central del anticlinal de Canelles (realizado en colaboración con María Asunción Soriano, de la Universidad de Zaragoza).

Los materiales terciarios están representados por tres formaciones principales: la inferior la constituye el Garumniense (Paleoceno), compuesto por lutitas rojizas con capas de arenisca y de calizas micríticas. El espesor de esta unidad es muy variable, con valores de 250 a 300 m en los flancos del anticlinal de Canelles y valores mayores en el núcleo de los sinclinales contiguos. Al Garumniense le sucede un unidad de calizas bioclásticas compuestas por Alveolinas y Miliólidos («Caliza de Alveolina»), con algunas intercalaciones margosas y un espesor total de 175 m. Su edad es Eoceno inferior.

Al sur del anticlinal de Canelles (sinclinal de Tragó), la serie finaliza con una potente unidad detrítica eocena de más de 500 m de espesor, compuesta por areniscas con estratificación cruzada, de color marrón oscuro, y margas grises.

Cuaternario.

El núcleo y flancos del anticlinal están en gran parte cubiertos por depósitos cuaternarios aluviales y coluviales (Fig. 3).

Los depósitos aluviales están constituidos principalmente por las terrazas del río Noguera Ribagorzana, situadas a ambos márgenes del valle excavado por este río sobre la parte central del anticlinal. Se reconocen cinco niveles de terraza: la terraza T1 está a 5 m sobre

el nivel actual del río, la terraza T2 se sitúa a 8 m, la T3 a 16-17 m, la T4 a 22-23 m y la T5 a 30-33m. En su mayor parte, estas terrazas están desarrolladas en el área de Les Salines, donde se pueden reconocer los cinco niveles en la desembocadura del barranco del Clot de Canelles (Fig. 3). Las terrazas T3, T4 y T5 están con frecuencia cubiertas por depósitos de vertiente o de glacis. Localmente, la terraza T4 presenta pequeños colapsos kársticos debidos a la disolución de los yesos del Keuper inferior (escarpe septentrional de Les Salines). La terraza T5 está limitada a pequeños depósitos aislados en las vertientes del valle.

Estos depósitos aluviales están compuestos por gravas bien rodadas, de litologías muy variadas, procedentes de la Zona Axial Pirenaica (cantos de granito, conglomerados permotriásicos, esquistos, calizas, areniscas, cuarcitas, etc.). Incluyen también arenas, en forma de matriz entre las gravas o como niveles lenticulares decimétricos entre las mismas. Con frecuencia engloban bloques de caliza o arenisca de hasta más de un metro, poco rodados, procedentes de las vertientes vecinas. La potencia de estas terrazas oscila generalmente entre 1 y 3 m, a excepción de la T3, que alcanza 6 m de potencia en el afloramiento del margen derecho del río próximo a la central hidroeléctrica.

Peña Monné (1983) realizó el estudio de las terrazas del Noguera Ribagorzana desde la Cuenca de Tremp

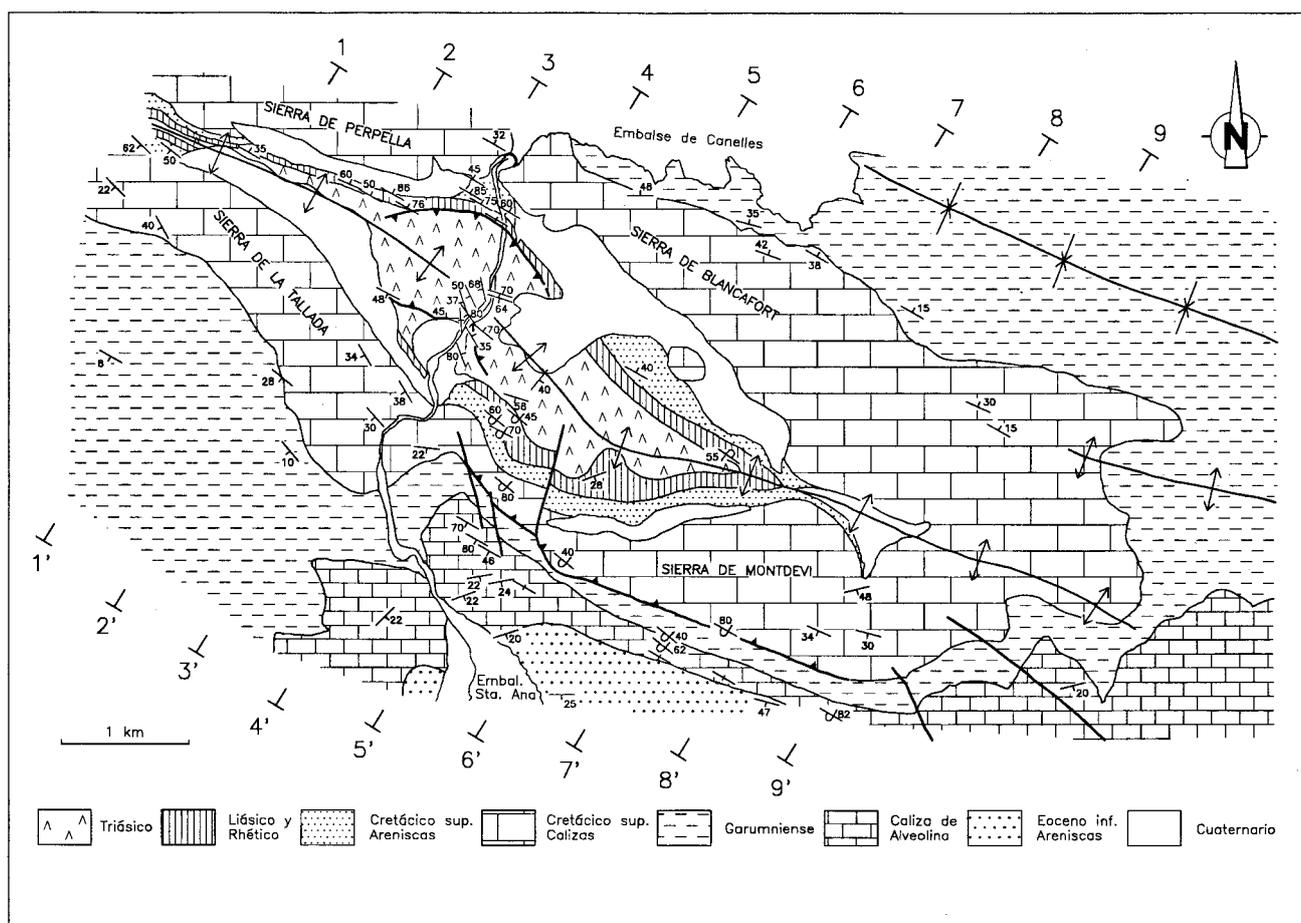


Figura 4.- Mapa geológico del anticlinal de Canelles, con indicación de los perfiles representados en la figura 5.

hasta la desembocadura de este río en el Segre. En la zona de Canelles reconoce tres niveles de terraza a las que denomina T1a, T1b y T2, que corresponden respectivamente a las terrazas T1, T2 y T3 del presente estudio. Este autor atribuye una edad holocena a las terrazas T1a y T1b, y una edad «Wurm I» (Pleistoceno final) a la terraza T2.

Los depósitos coluviales son depósitos de vertiente y de glacis asociados a los flancos del anticlinal, que forman cuatro escarpadas sierras compuestas por las calizas del Cretácico superior (sierras de Perpella y Blancafort en el flanco norte y sierras de La Tallada y Montdeví en el flanco sur). Estos depósitos recubren los márgenes del núcleo triásico y la mayor parte del Liás y las areniscas cretácicas de los flancos. Su espesor visible supera los 10 m en el escarpe occidental de Les Salines. En su parte proximal, estos depósitos de vertiente constituyen principalmente canchales y canales de derrubios, alimentados por los desprendimientos de los escarpes de las sierras. En la parte media y distal forman depósitos de vertiente regularizada, cubiertos por vegetación y localmente erosionados por la red de drenaje. Los glacis se sitúan de forma discontinua al pie de los depósitos de vertiente, sobre los materiales triásicos. Existen otros depósitos coluviales menores situados en las vertientes del valle del Noguera Ribagorzana, muy antropizados por las labores de construc-

ción de la presa de Canelles y sus accesos (no han sido representados en la figura 3).

Estos depósitos coluviales se componen principalmente de gravas y limos, generalmente bien estratificados. Los cantos que componen las gravas son, en su mayor parte, de calizas cretácicas y en menor proporción de areniscas cretácicas. Localmente también son de calizas o dolomías micríticas del Muschelkalk y del Liás, así como de ofitas del Keuper.

Geometría del anticlinal

El anticlinal de Canelles (Fig. 4) es un pliegue que sigue aproximadamente la dirección N120, de 9 km de longitud por 3,5 km de anchura máxima. Al norte, el anticlinal enlaza con el sinclinal de Blancafort y al sur con el de Tragó, ambos con la misma dirección que el de Canelles. Lateralmente el anticlinal queda limitado, al oeste, por el afloramiento triásico de Estopiñán y, al este, por el de Les Avellanes (Coma, 1958; Pocoví, 1978).

La geometría del anticlinal muestra importantes cambios de estilo de un extremo al otro:

En su parte occidental (Fig. 5, cortes 1 y 2) el anticlinal es suave, estrecho y presenta una marcada simetría de sus flancos (buzamientos no superiores a 45°).

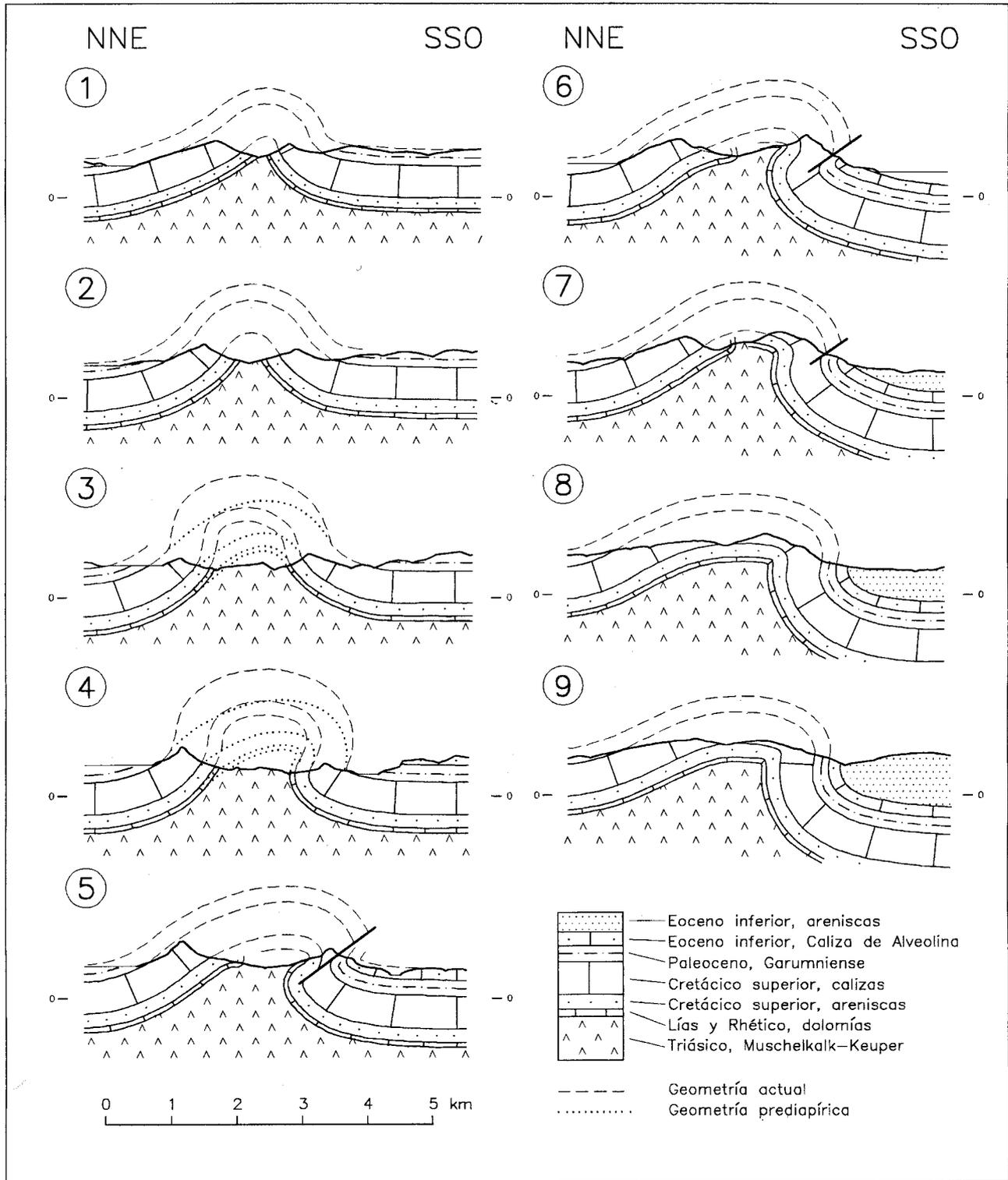


Figura 5.- Cortes geológicos del anticlinal de Canelles (ver figura 4 para su localización). Cada uno de los cortes se extiende desde el eje del sinclinal de Blancafort (izquierda) hasta el eje del sinclinal de Tragó (derecha).

En el núcleo afloran las unidades intermedia y superior del Keuper, concordantes con los flancos. Esta parte del anticlinal limita con el afloramiento de Estopiñan mediante un complejo sistema de fallas de dirección NE-SO.

En la parte central (Fig. 5, cortes 3 y 4), el anticlinal es más ancho y presenta doble vergencia (pliegue de estilo jurásico). En el flanco norte, el buzamiento alcanza los 80° en las unidades estratigráficas más bajas (Lías) y se

atenúa progresivamente hacia las unidades más altas, con valores de 15° o inferiores. En el flanco sur, las unidades más bajas llegan a estar invertidas y muy verticalizadas las superiores. En el núcleo afloran las diferentes unidades triásicas que hemos descrito anteriormente, muy deformadas por fallas y pliegues subordinados. La estructura principal es un sistema de fallas inversas de doble vergencia, que produce repeticiones en la serie triásica y su cabalga-

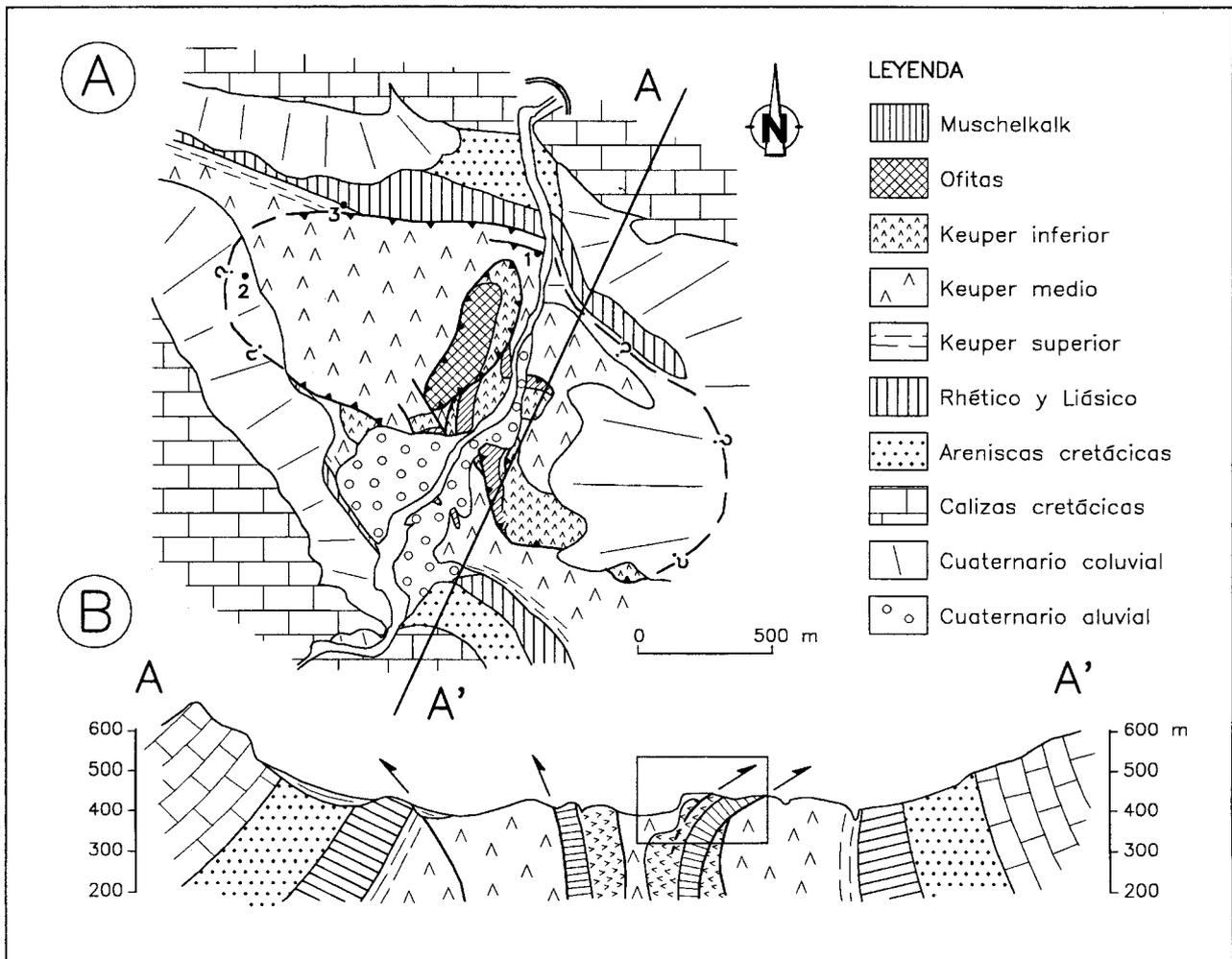


Figura 6.- Mapa geológico (A) y corte (B) de los materiales triásicos de núcleo del anticlinal de Canelles en su parte central. En trazo discontinuo se han indicado los posibles límites del diapiro según el nivel de erosión actual del anticlinal. La zona en recuadro inserta en el corte corresponde a la fotografía de la figura 7.

miento sobre ambos flancos (Figs. 6 y 7). Existen también diversas fallas direccionales menores N-S o NO-SE, que cortan los cabalgamientos. El principal nivel de despegue lo forman las facies yesíferas rojas de la unidad intermedia del Keuper. El Muschelkalk y la unidad inferior del Keuper forman un tramo estructuralmente continuo. La unidad superior del Keuper y la Fm. Isábena están siempre adheridas a los flancos.

La parte oriental del anticlinal es vergente hacia el sur (Fig. 5, cortes 5 a 9). El flanco meridional está fallado y cabalga sobre el sinclinal de Tragó (Fig. 8). Por el contrario, el flanco norte muestra un suave buzamiento similar al de la parte occidental del pliegue. En el núcleo afloran las unidades intermedia y superior del Keuper, concordantes con los flancos. Por este extremo el anticlinal muestra una ancha terminación periclinial, representada por las calizas del Cretácico superior y el Garumniense.

El cambio de estilo entre las diferentes partes descritas es gradual, con la excepción de la parte central del flanco sur, donde en pocos centenares de metros pasa de estar buzando hacia el sur a quedar invertido y fallado. Este rápido cambio de estilo tiene lugar justo sobre el valle del río Noguera Ribagorzana.

Interpretación de la estructura del anticlinal

Sobre la base de los datos expuestos, creemos que la estructura del anticlinal de Canelles puede interpretarse como la suma de dos procesos geodinámicos diferentes: un plegamiento inicial y un diapirismo posterior.

El pliegue corresponde a la compresión paleógena, en relación con el emplazamiento de los cabalgamientos de las Sierras Marginales (Pocoví, 1978). Durante este periodo se formaría un anticlinal vergente hacia el sur en su parte central y oriental (al este del Noguera Ribagorzana) y simétrico en su parte occidental. Con posterioridad, las evaporitas del Keuper habrían perforado la parte central del anticlinal, a través de su flanco norte. Como resultado de la extrusión, el pliegue alcanzaría una deformación adicional manifiesta en la aparente doble vergencia de su parte central. Así, los dos extremos del pliegue representarían la estructura original, mientras que la parte central sería la suma de las dos deformaciones: la del plegamiento más la diapírica.

Esta interpretación concuerda con los valores de acortamiento obtenidos en diferentes secciones del anticlinal (Fig. 9). El acortamiento medio es del 17,4%,

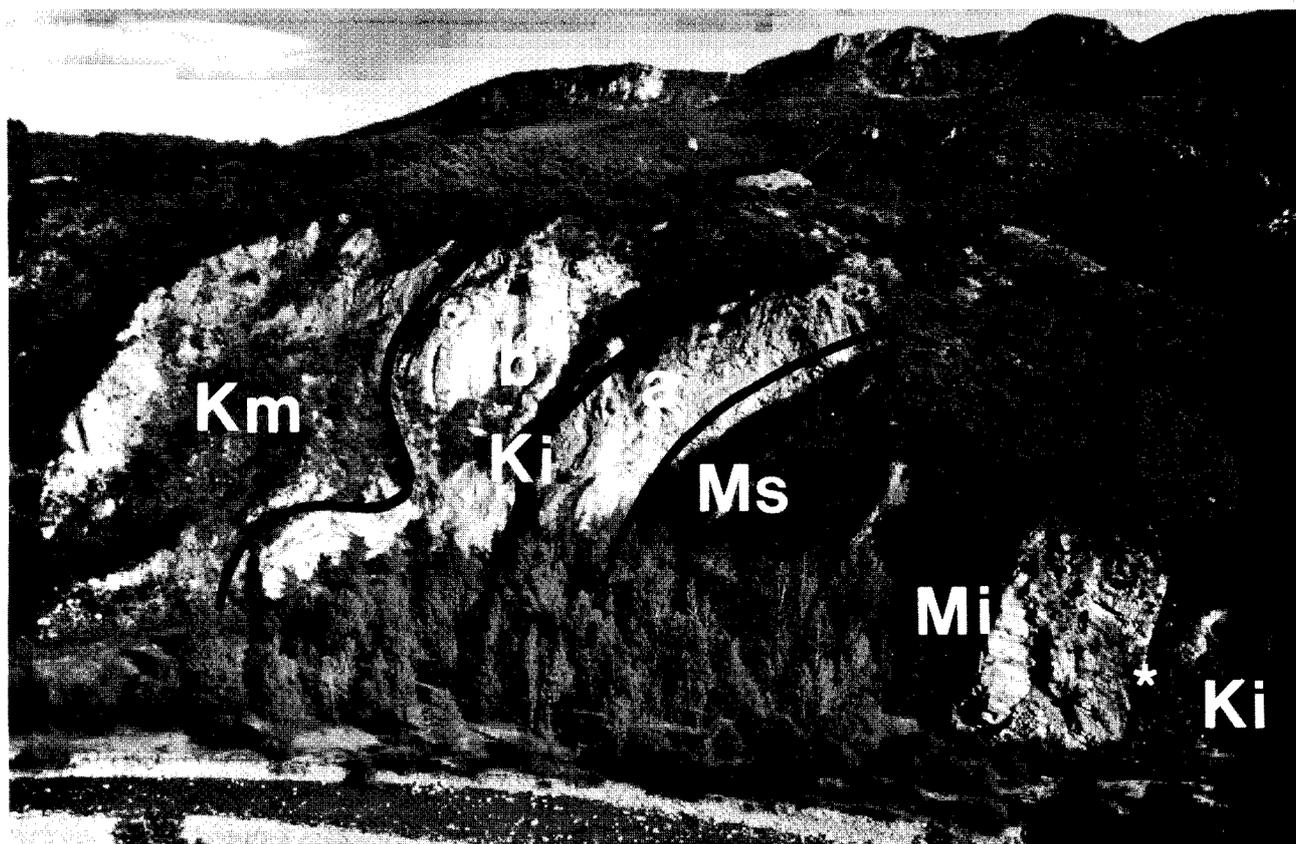


Figura 7.- Detalle de uno de los cabalgamientos de vergencia sur de los materiales triásicos del núcleo del anticlinal (ver figura 6 para su localización): Mi = Unidad inferior del Muschelkalk (dolomías masivas), Ms = Unidad superior del Muschelkalk (calizas tableadas), Ki = Unidad inferior del Keuper (yesos blancos), a = tramo yesífero basal, b = tramo de yesos y lutitas, Km = Unidad media del Keuper (yesos rojos).

con valores máximo y mínimo respectivamente de 26,5% y 8,5%. La variación de acortamientos de un extremo al otro del anticlinal es progresiva en las partes oriental y occidental del pliegue, pero muestra un importante incremento en la parte central. Este mayor acortamiento de la parte central de hecho no es el acortamiento real del pliegue, sino el acortamiento obtenido de una estructura que es la suma de las dos deformaciones, y la deformación diapírica no implica ningún acortamiento pues las evaporitas han extruido esencialmente en sentido vertical.

En los cortes 3 y 4 de la figura 4 se ha intentado reconstruir la geometría prediapírica de la parte central del pliegue adaptándola al estilo de los cortes vecinos. Sobre esta geometría reconstruida, los acortamientos obtenidos son entonces del 19,5% para el corte 3 y del 16,8% para el corte 4. Una vez eliminada la deformación diapírica, el pliegue refleja una estructura más sencilla, compuesta por una parte central y oriental vergente hacia el sur con mayor acortamiento, y una parte occidental simétrica con menor acortamiento. La inflexión de la curva se sitúa en el entorno del valle del Noguera Ribagorzana. El cambio geométrico entre estas dos partes puede explicarse mediante la existencia de una falla direccional dextral transversal al pliegue. Su movimiento sincrónico al plegamiento habría sido la causa de una mayor deformación del anticlinal en el bloque oriental de la falla con respecto al occidental. El

movimiento de la falla también permitiría explicar la flexión del eje del anticlinal que se manifiesta en su parte central.

A pesar de que esta falla no es directamente visible hay argumentos regionales que permiten apoyar su existencia. Así, Pocoví (1979) cita la existencia de accidentes de zócalo en las Sierras Marginales catalanas que han influido en el desarrollo de la cobertera despegada. Este autor, a partir de la disposición de las fracturas y pliegues de escala cartográfica de la parte occidental de las Sierras Marginales catalanas, interpreta la existencia de al menos una fractura en dirección del zócalo, oblicua (NE-SO) a la estructura de la cobertera, activa durante el plegamiento, que ha sido la causa de importantes cambios laterales estructurales en esta cobertera. Esta falla atravesaría el anticlinal de Canelles por su extremo oriental. La falla por nosotros considerada sería de características similares a la descrita por Pocoví, aunque situada algunos kilómetros más hacia el oeste.

Por otro lado, la existencia de esta falla permitiría explicar también la causa del diapirismo:

La formación de diapiros salinos en relación con el cruce de estructuras es un fenómeno corriente (Jenyon, 1989). En concreto, en la región de Zagros (SO de Iran), se han descrito diferentes ejemplos de diapiros salinos desarrollados en la zona de intersección de anticlinales de núcleo salino con fallas profundas (Ala, 1974; Kent 1979; Edgell, 1996; Talbot y Alavi, 1996).

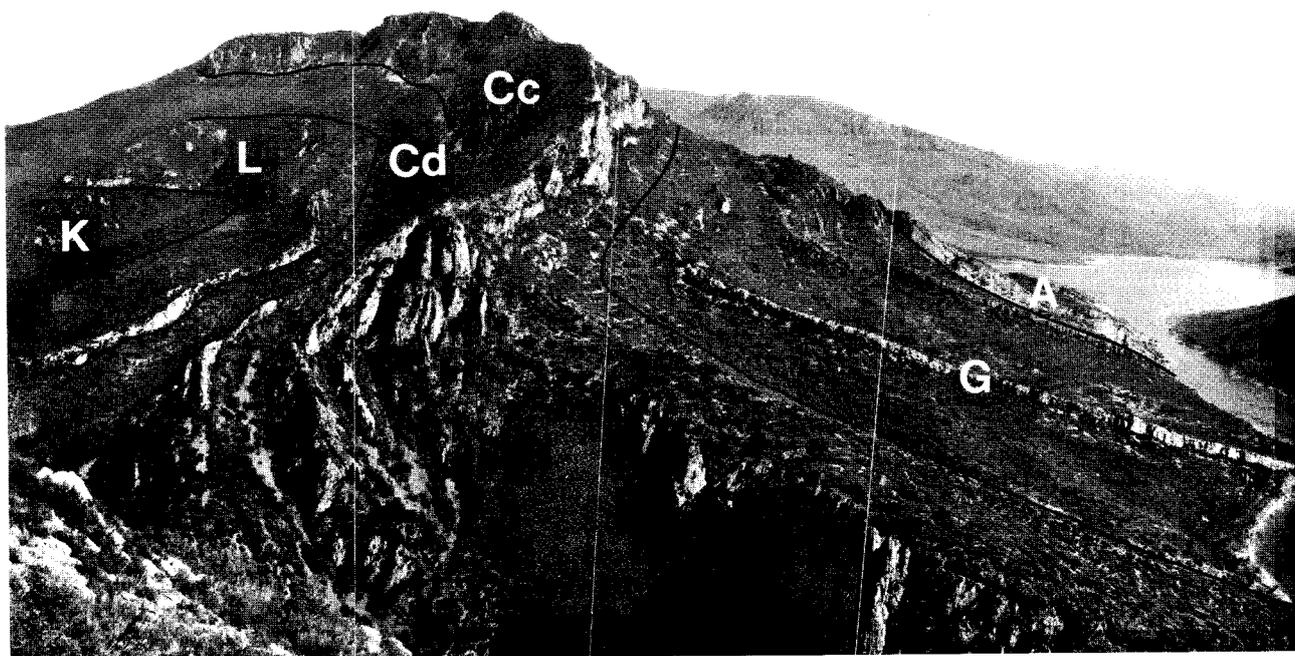


Figura 8.- Vista panorámica del flanco sur del anticlinal de Canelles (Sierra de Montdeví) desde la cima de la Sierra de La Tallada: K = Keuper, L = Rhetiense más Liásico, Cd = Cretácico superior detrítico, Cc = Cretácico superior carbonatado, G = Garumniense, A = Caliza de Alveolina.

Los pliegues son de dirección NO-SE y están asociados a una estructura regional de cabalgamiento plio-pleistocena vergente hacia el SO. El nivel de despegue lo forma una formación salina precámbrica que a su vez es la que forma los diapiros. Las fallas transversales son generalmente estructuras de zócalo, de orientación N-S o NE-SO, que afectan a la formación salina y a su cobertura. El diapirismo se inició antes del plegamiento (Jurásico-Cretácico) pero su principal desarrollo es sincrónico y posterior al mismo, y sigue siendo activo en la actualidad. Para lo que estamos tratando es de especial interés la zona de falla de Mangarak (Talbot y Alavi, 1996), que en superficie se manifiesta como una lineación de fallas dextrales que al cruzar los anticlinales causan la deformación de sus ejes y el cabalgamiento de los flancos meridionales de bloque oriental. Estas fallas generan estructuras de tipo *pull-apart* que en las zonas de anticlinal son la causa desencadenante del diapirismo. Estructuras parecidas a éstas habían sido descritas anteriormente por Schwerdtner y Osadetz (1983) también como causa de diapirismo salino en la cuenca de Sverdrup, en el Canadá septentrional.

En resumen, nos parece que el anticlinal de Canelles puede ser interpretado como un pliegue con núcleo diapírico, originado durante la compresión paleógena, según las siguientes tres etapas (Fig. 10): (1) una etapa inicial con la formación de un pliegue simétrico, con una traza axial rectilínea de dirección NO-SE; (2) una etapa intermedia con influencia de una falla dextral de dirección N-S o NE-SO, que produciría una mayor deformación relativa del bloque oriental (vergencia sur con cabalgamiento sobre el sinclinal de Tragó), con respecto del occidental, que mantendría la geometría de la

etapa anterior. La falla dextral también sería la causa de la flexión del eje del pliegue que se manifiesta en su parte central; (3) una etapa final con el emplazamiento del diapiro en la zona de intersección entre la falla y el anticlinal, tal vez favorecida por una estructura de tipo *pull-apart* generada por la falla direccional en la cobertura triásica, como se describe en los estudios anteriormente citados.

Depósitos cuaternarios deformados

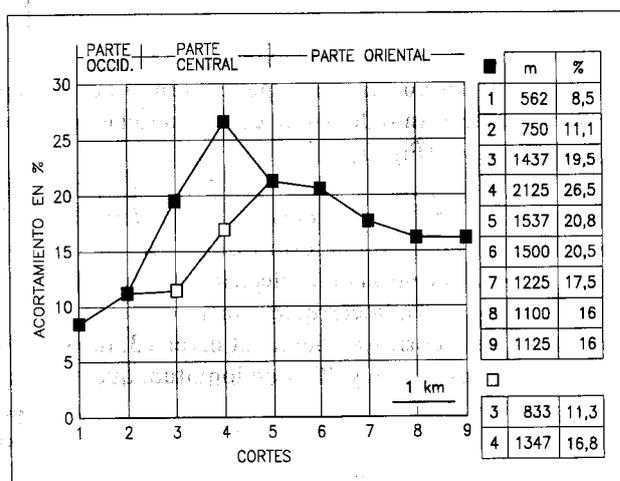


Figura 9.- Relación de los acortamientos (en metros y %) calculados para los nueve cortes del anticlinal de Canelles representados en la figura 5. Los cuadrados negros representan los valores calculados a partir de la geometría actual del pliegue. Los cuadrados blancos representan los acortamientos calculados en la parte central del pliegue a partir de la geometría estimada sin el efecto del diapirismo.

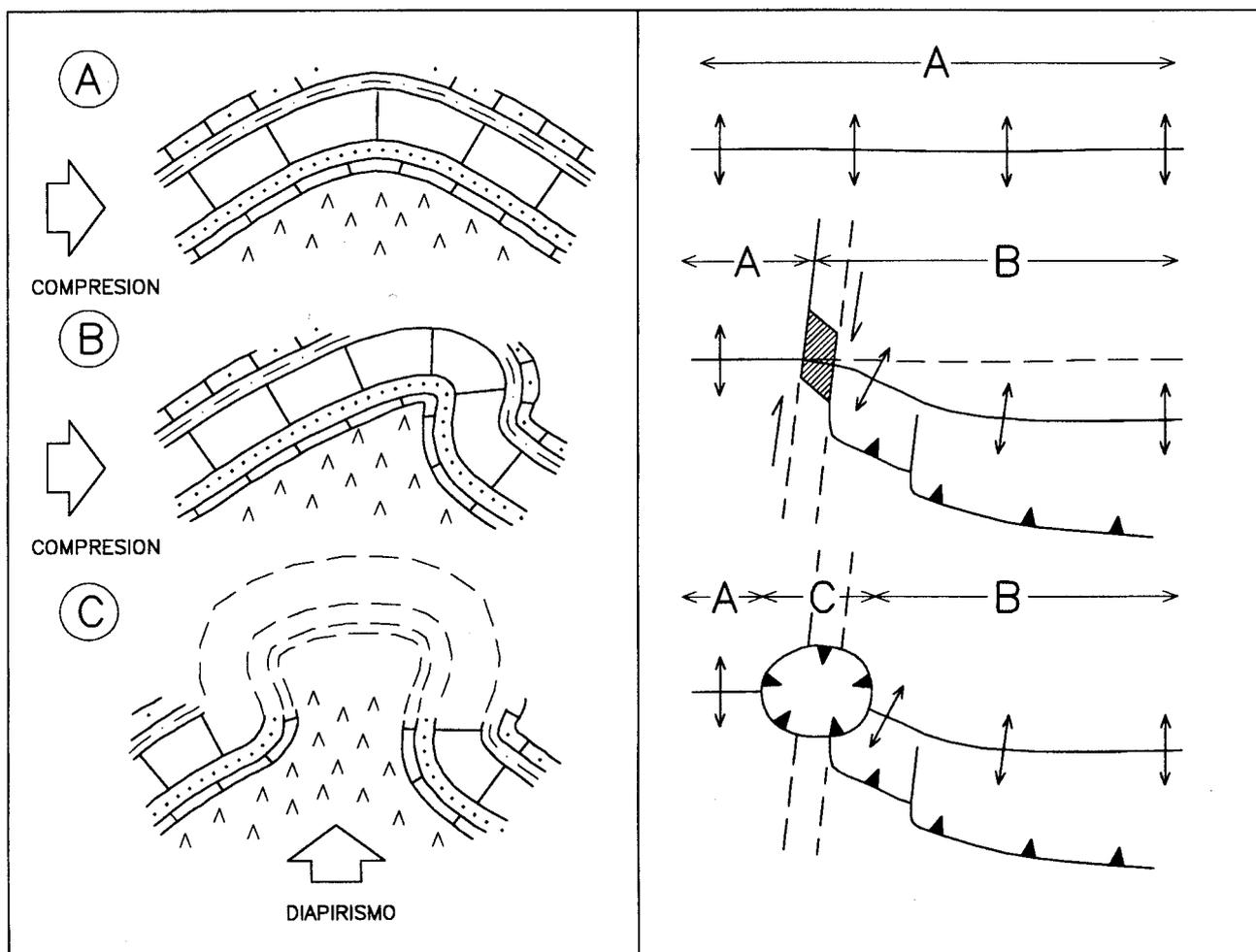


Figura 10. - Esquema ideal interpretativo sobre la evolución del anticlinal de Canelles durante la compresión paleógena: (A) etapa inicial con el desarrollo de un pliegue simétrico; (B) etapa intermedia con el desarrollo de una falla direccional que permite el desplazamiento de la parte centro-oriental del pliegue hacia el sur y preserva la geometría simétrica original en la parte occidental del mismo. La zona sombreada representa una posible estructura de *pull-apart* que sería la desencadenante del diapirismo de la tercera etapa; (C) etapa diapírica final, con extrusión de las evaporitas triásicas en la zona de intersección entre el anticlinal y la falla direccional.

Al margen de los pequeños colapsos kársticos observados en una de las terrazas altas del Noguera Ribagorzana, a los que hemos hecho referencia anteriormente, los depósitos cuaternarios que cubren el núcleo del anticlinal muestran indicios de deformación en tres diferentes lugares (Fig. 3):

Terraza del puente de la central hidroeléctrica.

Justo en el puente que cruza el río Noguera Ribagorzana hacia la central hidroeléctrica de ENHER (punto 1 de la figura 3), la carretera corta paralelamente al río, una terraza correspondiente al nivel T3, de hasta 6 m de espesor aflorante y 30 m de longitud, que está deformada en su totalidad. La deformación está causada por un cabalgamiento de los yesos del Keuper medio sobre el extremo meridional de la terraza (Fig. 11).

El cabalgamiento es vergente hacia el norte y presenta un plano de falla de 30° de inclinación, ángulo que se hace ligeramente mayor hacia la base. En la zona de contacto con los yesos, las gravas aluviales presentan la mayor deformación, formando una típica estruc-

tura de gancho de falla con los cantos verticalizados e incluso invertidos. Algunos cantos están estriados. En el resto de la terraza la deformación es más suave y consiste en un buzamiento de las capas hacia el norte, relativamente constante, de 18 a 20°.

Esta deformación ha sido descrita anteriormente por Pocoví (1978) y Peña Monné (1983). El segundo autor atribuye esta terraza al nivel T2 (equivalente del T3 de nuestro estudio) y piensa que el cabalgamiento está en la actualidad fosilizado por un nivel de limos coluviales sin deformar.

Glacis de la carretera de Estopiñán.

La carretera de Estopiñán a la presa de Canelles corta, a lo largo de un tramo de 60 m y con una orientación NO-SE, los depósitos de un glacis asociado a la vertiente norte de la sierra de La Tallada (punto 2 de la figura 3). El depósito constituye una alternancia de capas de grava y limos rojos, bien estratificados. Las capas de grava presentan distintos grados de cohesión, con algunos niveles bien cementados. La deformación de este depósito se manifiesta de dos diferentes mane-

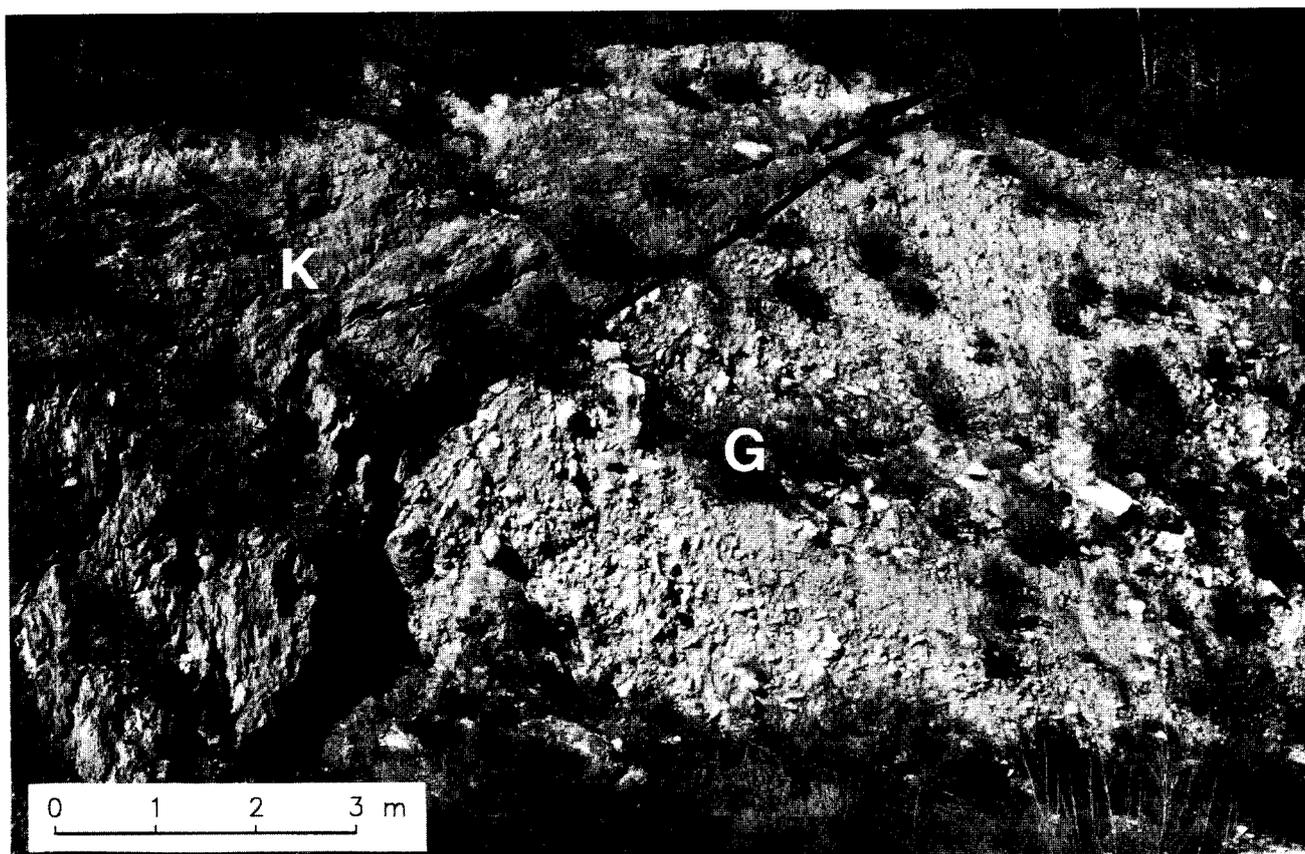


Figura 11.- Terraza del río Noguera Ribagorzana cabalgada por los yesos del Keuper medio, en las proximidades de la central hidroeléctrica de la presa de Canelles. Se señala la traza de la superficie de cabalgamiento entre los yesos del Keuper (K) y las gravas aluviales cuaternarias (G). El corte es de orientación S-N

ras (Figs. 12 y 13): por un lado, por el basculamiento hacia el oeste de toda la serie aflorante, con inclinación variable entre 20 y 40°. Este buzamiento hacia el oeste no puede corresponder al pendiente deposicional original de las gravas si tenemos presente que su área fuente se sitúa al suroeste del corte. Por otro lado, destaca la presencia de diversas fallas normales de dirección N-NNE, con el plano de falla inclinado hacia el este. El salto de falla es moderado, entre algunos decímetros y poco más de un metro. En ningún punto del corte aflora el sustrato de este depósito. Sin embargo, por criterios cartográficos puede asegurarse que su base son los yesos del Keuper, que afloran justo en el extremo NE del corte.

Depósito de vertiente del Sot de la Irene.

Al pie de la vertiente sur de la Sierra de Perpella (punto 3 de la figura 3), las calizas del techo de la serie triásica están muy verticalizadas y forman un continuo resalte topográfico que puede seguirse hasta el extremo occidental del anticlinal. La pista que conduce a la presa de Canelles permite observar el contacto entre estas calizas triásicas, que buzán 86° hacia el NE, y un depósito de vertiente formado por capas de gravas y limos (Fig. 14). Los cantos que componen estas gravas son en su mayor parte de caliza micrítica, lo que sugiere que el área fuente debe haber sido principalmente la barra triásica, con ocasionales aportes de la vertiente de Perpella pues también se reconocen cantos de arenisca y calizas

bioclásticas cretácicas. El depósito representaría, por tanto, el relleno de un canal delimitado entre la vertiente de Perpella al norte y la barra triásica al sur, sobre el que se ha encajado posteriormente el barranco del Clot de la Irene.

La deformación del depósito de vertiente está localizada en la zona de contacto con la barra triásica y se manifiesta por dos diferentes motivos: por un lado, justo en el contacto con la barra las gravas muestran un fuerte basculamiento hacia el norte, de hasta 30° de buzamiento, que se atenúa gradualmente en pocos metros conforme nos alejamos de la misma. Este incremento de buzamiento creemos que está inducido por el levantamiento de la barra durante o con posterioridad al depósito de las gravas, aunque no se excluye la posibilidad de que también en parte sean el reflejo del pendiente original del depósito. Por otro lado, el contacto de las gravas con las calizas triásicas tiene lugar a través de una capa lutítica versicolor de 80 cm de espesor (niveles de tránsito con la serie liásica), intensamente deformada, con microcabalgamientos y pequeños pliegues que llegan a englobar a las gravas coluviales. La vergencia de estas microestructuras se corresponde con un movimiento vertical ascendente de la barra de calizas triásicas igual al requerido para la flexión del depósito de vertiente a que nos hemos referido.



Figura 12.- Depósito de glacis de la carretera de Estopiñán con indicación de las fallas normales que producen su deformación. El corte es de orientación ONO-ESE (sólo se muestra una parte del corte completo).

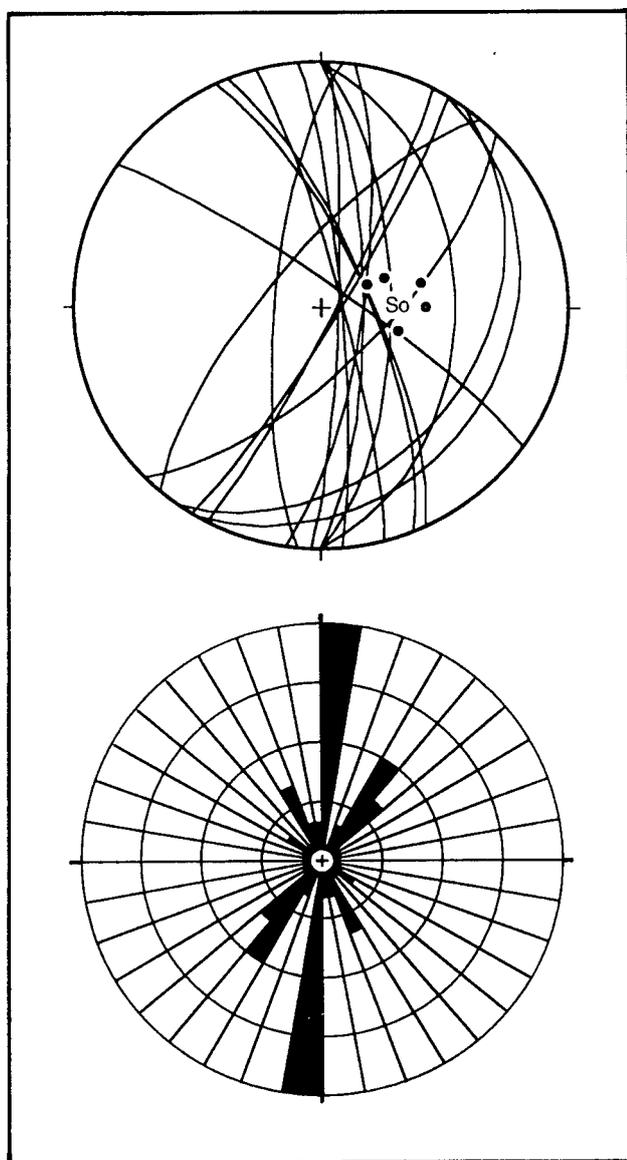


Figura 13.- Estereograma y rosa de los vientos correspondientes a las fallas normales y diaclasas del depósito de glacis de la carretera de estopiñán. En el estereograma se indican también los polos de algunos planos de estratificación del depósito. (datos obtenidos por Angel Cortés, de la Universidad de Zaragoza).

Significado de las deformaciones cuaternarias

Creemos que las deformaciones de los depósitos cuaternarios que hemos descrito en el apartado anterior son el resultado de la actividad diapírica reciente de las evaporitas triásicas.

El cabalgamiento de la terraza por los yesos del Keuper es un claro ejemplo de la extrusión del núcleo del anticlinal durante el Cuaternario. Su localización y vergencia concuerdan plenamente con la estructura diapírica que se describe en la figura 6. Las otras dos deformaciones ocupan una posición marginal con respecto al diapiro y su significado requiere una mayor discusión:

Así, la estructura del glacis de la carretera de Estopiñán podría tener tres posibles explicaciones: (1) estructura de colapso por disolución del sustrato evaporítico triásico, (2) deslizamiento, y (3) estructura causada por el movimiento del sustrato triásico.

Las fallas observadas tienen siempre la misma orientación. Por tanto, podría tratarse de un depósito asociado al margen de una dolina, que se ha deformado por el progresivo hundimiento de la misma. En este caso, la dolina completa debería tener por lo menos el doble de la longitud del corte observado, o sea, un mínimo de 120 m de diámetro. Sería por tanto una dolina relativamente grande en un contexto en el que los procesos kársticos tienen poco desarrollo y no se han observado dolinas de estas dimensiones, ni menores. Pensamos, por tanto, que esta interpretación es poco sostenible.

El grado de cohesión del depósito que describimos es prácticamente nulo, a excepción de algunas capas bien cementadas. Un deslizamiento tendería a producir un flujo de derrubios que desde el primer momento alteraría la estructura original del depósito (Corominas 1997, *com. pers.*). Por otro lado, la orientación de las fallas (N-NNE) no es compatible con un deslizamiento procedente de la Sierra de La Tallada, al sur del depósito. El origen por deslizamiento es también poco sostenible.

El movimiento del sustrato triásico creemos que es la explicación más adecuada. El desarrollo de sistemas

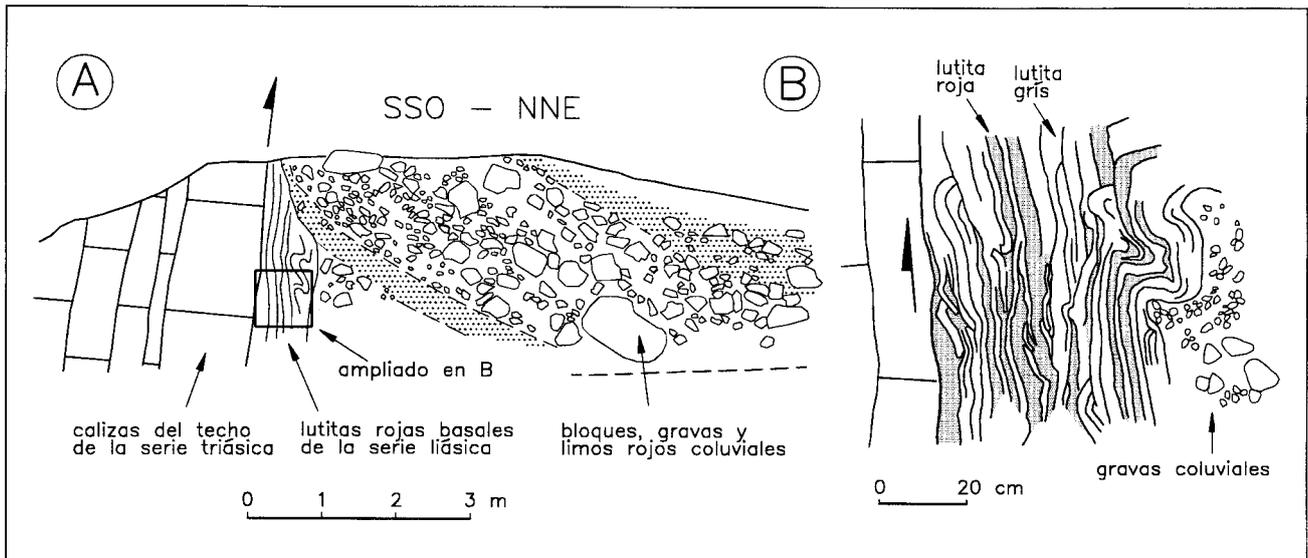


Figura 14.- Depósito de vertiente deformado del Sot de la Irene: (A) vista general del depósito de vertiente y el contacto con los materiales triásicos; (B) detalle de las microestructuras de deformación desarrolladas en el nivel lutítico de contacto entre las calizas triásicas y las gravas coluviales.

de fallas normales en la cobertera de domos o diapiros salinos es un fenómeno corriente que ha sido descrito por numerosos autores (Jenyon, 1986, citas ahí) y modelizado experimentalmente por Withjack y Scheiner (1982). Las fallas normales son el resultado de la extensión horizontal que se produce en la cresta o flancos de los domos al levantarse. En la mayoría de los casos este fenómeno se ha descrito en formaciones cohesivas, de comportamiento frágil. No obstante, también se conocen estructuras parecidas en sedimentos carentes de cohesión. Uno de estos casos lo constituyen los depósitos detríticos holocenos (arenas y limos litorales) que cubren los flancos del domo salino de Al Salif, en la costa occidental del Yemen (Davison *et al.*, 1996). Las fallas están inclinadas hacia el centro del domo salino y van asociadas al basculamiento de las capas de arena en sentido opuesto, con una rotación de hasta 50°. Esta estructura es muy similar a la descrita para el glacis de Canelles, que se apoya sobre el flanco occidental del diapiro (Fig. 6) y cuyas fallas se disponen tangenciales al mismo.

Por lo que respecta al depósito de vertiente del Sot de la Irene, creemos que la deformación estaría ligada al levantamiento por flexión de la barra triásica al ser ésta empujada por las evaporitas del Keuper en ascenso. Dicha deformación tendría lugar también en relación con el margen occidental del diapiro, aunque estaría afectando propiamente a los materiales del flanco del anticlinal.

Existen otros aspectos que apoyan el carácter extrusivo reciente de las evaporitas triásicas en la parte central del anticlinal de Canelles: por un lado, la presencia de anhidrita aflorando de forma natural en el escarpe norte de Les Salines. Este escarpe corresponde con toda probabilidad a una falla con actividad reciente pues la anhidrita, como es sabido, es un mineral inestable en superficie que sólo llega a aflorar de forma natural en relación con accidentes actuales o subactuales. En caso

contrario la anhidrita aflora transformada en yeso secundario. Por otro lado, el relieve de la parte central del núcleo del anticlinal muestra una morfología en domo propia de muchos diapiros recientes. En diapiros antiguos esta morfología tiende a desaparecer para dar lugar a grandes dolinas o depresiones debido a la menor resistencia a la erosión de las evaporitas respecto a su roca encajante. La morfología en domo se refleja bien en la red de drenaje tributaria del río Noguera Ribagorçana (barrancos del Sot de la Irene, Clot de Canelles y Les Salines) que se ha desarrollado principalmente sobre los márgenes del mismo (Fig. 3).

La causa de la reactivación del diapirismo triásico durante el Cuaternario es difícil de determinar. En el NE peninsular son frecuentes las reactivaciones de anticlinales con núcleo evaporítico durante el Cuaternario, que se manifiestan por la deformación de las terrazas aluviales que los cubren (Masachs, 1952; Solé Sabarís, 1953; Bomer y Riba, 1962; Wagner *et al.*, 1971; Mensua y Bielza, 1974; Casas y Benito, 1988; Casas *et al.*, 1994; Masana y Sans, 1996). Estos últimos autores opinan que estos movimientos recientes son un reflejo de la tectónica regional reciente, que se manifiesta principalmente en las evaporitas debido a su menor resistencia a la deformación. Casas *et al.* (1994) también relacionan las deformaciones de depósitos cuaternarios en los anticlinales evaporíticos de Falces y Arguedas (Navarra) con la tectónica regional, de carácter extensional, dominante en el NE peninsular durante el Neógeno y Cuaternario.

En nuestro caso, no tenemos criterios para determinar la causa de la reactivación del diapiro triásico de Canelles. En cualquier caso, dada la extensión de este fenómeno, creemos que es razonable pensar en una misma causa tectónica regional que, por otro lado, también tiene en común con los otros movimientos que siempre están limitados al Cuaternario antiguo.

Resumen y conclusiones.

1) El anticlinal de Canelles es un pliegue de dirección ONO-ESE ligado a la estructura surpirenaica de mantos y pliegues vergente hacia el sur. En su núcleo afloran los materiales triásicos del Keuper y Muschelkalk, y en los flancos diversas formaciones detríticas y carbonatadas del Lías, Cretácico superior y Paleógeno. La geometría del anticlinal revela tres partes estructuralmente diferentes: Una parte occidental donde el anticlinal es simétrico y los materiales evaporíticos del núcleo son concordantes con la flancos; una parte central con doble vergencia, donde el núcleo evaporítico es de carácter extrusivo y se presenta discordante con los flancos; y una parte oriental donde el anticlinal es vergente hacia el sur y las evaporitas del núcleo son nuevamente concordantes con los flancos.

2) Se interpreta el anticlinal de Canelles como una estructura mixta resultante de un plegamiento inicial y un diapirismo posterior de los materiales evaporíticos de su núcleo. Este diapirismo está localizado en la parte central del pliegue. En esta parte, la geometría del pliegue es la suma de las dos deformaciones: el plegamiento inicial más el diapirismo posterior. En las partes oriental y occidental el pliegue revela sólo la deformación por plegamiento. Se considera que el desarrollo del pliegue y diapiro han estado influidos por el movimiento de una falla dextral de zócalo, oblicua al pliegue por su parte central. Durante el plegamiento, el movimiento sincrónico de la falla habría causado una mayor deformación del anticlinal en su bloque centro-oriental (pliegue vergente al sur) respecto del occidental (pliegue simétrico). El diapiro triásico estaría desarrollado en la zona de intersección de la falla con el anticlinal.

3) Las tres diferentes deformaciones de depósitos aluviales y coluviales situados en el núcleo central del anticlinal se interpretan como el resultado de la reactivación del diapiro triásico durante el Cuaternario antiguo, probablemente en relación con la tectónica regional extensional dominante en el NE peninsular durante este periodo de tiempo.

El autor agradece a la Dra. María Asunción Soriano (Universidad de Zaragoza) la ayuda prestada en este estudio, principalmente en los trabajos de geomorfología de campo y gabinete, así como en la interpretación de los depósitos cuaternarios deformados. También agradece a Angel Cortés (Universidad de Zaragoza) la ayuda prestada en el análisis estructural de la deformación del depósito de glaciares de la carretera de Estopiñán. Finalmente, también quiere agradecer a Maura Sans (Universidad de Barcelona), y a los Dres. Andrés Pocoví (Universidad de Zaragoza), Josep Antoni Muñoz (Universidad de Barcelona) y Antoni Teixell (Universidad Autónoma de Barcelona), los comentarios y sugerencias realizados respectivamente sobre tectónica salina y geología estructural, que han permitido mejorar los resultados de este estudio.

Bibliografía

- Ala, M.A. (1974): Salt diapirism in southern Iran. *AAPG Bulletin*, 58, 9: 1758-1770.
- Bomer, B. y Riba, O. (1962): Deformaciones tectónicas recientes por movimiento de yesos en Villafranca de Navarra. *I Coloquio internacional sobre las obras públicas en terrenos yesíferos*, t. 5, C.6-3: 1-8.
- Coma, J.A. (1958): Mapa Geológico de España, 1:50.000, hoja 327, Os de Balaguer, IGME, Madrid.
- Calvet, F. (1996): Estratigrafía del Triásico de l'àrea de Les Avellanès. Informe Servei Geològic de Catalunya (inédito), 21 p.
- Calvet, F., Solé de Porta, N. y Salvany, J.M. (1993): Cronoestratigrafía (palinología) del Triásico Sudpirenaico y del Pirineo Vasco-Cantábrico. *Acta Geol. Hisp.*, 28: 33-48.
- Casas, A. y Benito, G. (1988): Deformaciones cuaternarias debidas a procesos diapíricos en la depresión del Ebro (prov. de Zaragoza, Navarra y La Rioja). *II Congreso Geológico de España, Granada*. Comunicaciones vol. 1: 375-378.
- Casas, A.M., Gil, I., Leránoz, B., Millán, H. y Simón, J.L. (1994): Quaternary reactivation of flexural-slip folds by diapiric activity: example from the western Ebro Basin (Spain). *Geol. Rundschau*, 83: 853-867.
- Davison, I., Bosence, D., Alsop, G.I. y Al-Aawah, M.H. (1996): Deformation and sedimentation around active Miocene salt diapirs on the Tihama Plain, northwest Yemen. En: *Salt Tectonics* (G.I. Alsop, D.J. Blundell y I. Davison, Eds.), *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 100: 23-39.
- Edgell, H.S. (1996): Salt tectonism in the Persian Gulf Basin. En: *Salt tectonics* (G.I. Alsop, D.J. Blundell y I. Davison, Eds.), *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 100: 129-151.
- Garrido, A. y Ríos, L.M. (1972): Síntesis geológica del Secundario y Terciario entre los ríos Cinca y Segre. *Bol. Geol. Min.*, 83: 1-47.
- Jenyon, M.K. (1986): *Salt tectonics*. Elsevier, App. Scien. Publ., 191 p.
- Kent, P.E. (1979): The emergent Hormuz salt plugs of southern Iran. *Jour. Petroleum Geol.*, 2: 117-144.
- Klimowitz, J. y Torrecusa, S. (1990): Notas sobre la estratigrafía y facies de la serie triásica en el Alóctono Surpirenaico. En: *Formaciones evaporíticas de la Cuenca del Ebro y cadenas periféricas, y de la zona de Levante* (F.Ortí y J.M.Salvany, Eds.). GPPG-ENRESA, Universitat de Barcelona: 29-33.
- Márquez, L., Calvet, F., Arnal, I. y Trifonova, E. (1994): Asociación de foraminíferos en la Formación Isábena, Triásico superior sudpirenaico (España). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Sec. Geol.)*, 1-4: 189-197.
- Martínez Peña, M.B. y Pocoví, A. (1988): El amortiguamiento frontal de la estructura de la cobertera surpirenaica y su relación con el anticlinal de Barbastro-Balaguer. *Acta Geol. Hisp.*, 23: 81-94.
- Masachs, V. (1952): La edad, el origen y los movimientos de las sales paleógenas de la cuenca del Ebro. *Mem. y Com. del Inst. Geol. y Diput. Prov. de Barcelona*, 9: 51-65.
- Masana, E. y Sans, M. (1996): Deformación tectónica relacionada con anticlinales de núcleo salino (NE de la cuenca del Ebro, Barcelona). *Geogaceta*, 20, 4: 846-849.
- Mensua, S. y Bielza, V. (1974): Contribución al estudio geomorfológico del valle inferior del Ega (Navarra). *Estu-*

- dios Geográficos*, 35: 157-183.
- Peña Monné, J.L. (1983): La Conca de Tremp y Sierras Prepirenaicas comprendidas entre los ríos Segre y Noguera Ribagorzana: estudio geomorfológico. *Publ. Inst. Est. Ilerdenses*, Diput. Prov. de Lérida, 373 p.
- Pocoví, A. (1978): *Estudio geológico de las Sierras Marginales Catalanas (prepireneo de Lérida)*. Tesis Doctoral, Universidad de Barcelona, 218 p (inédita)
- Pocoví, A. (1979): Deformaciones de cobertera despegada influidas por accidentes de zócalo en las Sierras Marginales catalanas (Prepireneo meridional). *Acta Geol. Hisp.*, 14: 143-148.
- Riba, O. y Llamas, M.R. (1962): Los terrenos yesíferos triásicos y terciarios de las proximidades de Estada (Huesca). *I Coloquio internacional sobre las obras públicas en terrenos yesíferos*, t. 5, C.6-11: 1-14.
- Ríos, J.M. (1948): Diapirismo. *Bol. Inst. Geol. Minero España*, 60: 155-390.
- Ríos, J.M. (1963): Materiales salinos del suelo español. *Mem. Inst. Geol. Minero España*, 64: 166 p.
- Ríos J.M. y Almela, A. (1953): Mapa Geológico de España, 1:50.000, hoja 328, Artesa de Segre, IGME, Madrid.
- Schwerdtner, W.M. y Osadetz, K. (1983): Evaporite diapirism in the Sverdrup basin: new insights and unsolved problems. *Bull. Can. Petrol. Geol.*, 31, 1: 27-36.
- Solé Sabarís, L. (1953): Terrazas cuaternarias deformadas de la cuenca del Ebro. *Mem. R. A. Ac. Cienc. Art. Barcelona*, 31, 7: 239-259.
- Talbot, C.J. y Alavi, M. (1996): The past of a future syntaxis across the Zagros. En: *Salt tectonics* (G.I. Alsop, D.J. Blundell y I. Davison, Eds.), *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 100: 89-109.
- Teixell, A. (1992): Mapa Geológico de España (2ª serie), 1:50.000, hoja nº 327, Os de Balaguer, IGME (en edición).
- Teixell, A. y Barnolas, A. (1995): Significado de la discordancia de Mediano en relación con las estructuras adyacentes (Eoceno, Pirineo Central). *Geogaceta*, 18: 34-37.
- Wagner, V.G., Mauthe, F. y Mensink, H. (1971): Der Salzstock von Cardona in nordostspanien. *Geol. Rundschau*, 60, 3: 970-996.
- Withjack, M.O. y Scheiner, C. (1982): Fault patterns associated with domes, an experimental analytical study. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 66, 3: 302-316.

Manuscrito recibido el 6 de Abril de 1998

Aceptado el manuscrito revisado el 1 de Diciembre de 1998