

Sobre la compresión alpina en el sector central de las Cadenas Costeras Catalanas

por J. J. GUIMERA y P. F. SANTANACH PRAT
Dpto. Geomorfología y Tectónica, Universidad de Barcelona.

RESUMEN

Este trabajo tiene como finalidad el estudio de la compresión alpina en la cobertera mesozoica del sector central de las Cadenas Costeras Catalanas. A nivel microestructural se reconoce un giro de la dirección de compresión en el tiempo, de NW-SE —sincrónica del plegamiento de la cadena— a N-S y NE-W.

Si una evolución similar es admitida a nivel del zócalo, puede explicarse la existencia, en los Catalánides, de fallas transversales levógiras y dextrógiras. Finalmente se compara la evolución propuesta en el sector central de los Catalánides con la descrita por otros autores en la Cordillera Ibérica y los Pirineos, y se concluye que todo el ámbito NE del Bloque Ibérico ha sufrido una evolución homogénea de la compresión durante el Paleógeno.

SUMMARY

Deformation due to compressive Alpine Tectonics is studied in the sedimentary Mesozoic cover in the Central Catalanid Ranges (Cadenas Costeras Catalanas) in northeastern Spain. Minor structures point to rotation of shortening direction from NW-SE to N-S and to NE-SW throughout the time. Northwest shortening is concomitant with folding of the belt.

Cross left and right-hand faults can be explained in the Catalanids if a such evolution is accepted for the basement.

Tectonic evolution in the Central Catalanids and former described states of deformation in the Pyrenees and Iberian ranges suggest that evolution of compressive forces had been homogeneous throughout the Paleogene in the Northeastern Iberian Peninsula.

INTRODUCCIÓN

La historia alpina de las cadenas Costeras Catalanas consta, esquemáticamente, de tres etapas. La pri-

mera —preorogénica— abarca desde el inicio de la sedimentación postherciniana (Buntsandstein) hasta el comienzo de las pulsaciones compresivas alpinas. La segunda —orogénica o compresiva— tuvo lugar durante el Paleógeno y la tercera —postorogénica o distensiva— es de edad neógena y perdura hasta la actualidad, (ASHAUER y TEICHMÜLLER, 1935; LLOPIS LLADÓ, 1947).

A lo largo de toda esta evolución las fallas han tenido una importancia considerable. Durante la etapa preorogénica condicionaron las cuencas sedimentarias (ESTEBAN y ROBLES, 1976, ANADÓN, et al., en prensa); durante la etapa compresiva determinaron los rasgos estructurales principales (LLOPIS LLADÓ, 1947, FONTBOTÉ, 1954) y en la distensiva han determinado las unidades morfoestructurales (LLOPIS LLADÓ, 1947). A esta última etapa se deben las fosas o semifosas tectónicas rellenadas por materiales miopliocenos, que en el sector central de los Catalánides vienen representadas por la Depresión Litoral y la fosa del Vallès-Penedès. Esta tectónica distensiva tardía ha permitido distinguir en este sector central las unidades morfoestructurales siguientes: la Cordillera Litoral que se eleva entre la Depresión Litoral y la del Vallès-Penedès y la Cordillera Prelitoral situada entre esta última fosa y la Cuenca del Ebro.

En este trabajo se pretende aportar algunos datos referentes a la tectónica de fractura compresiva de la parte central de los Catalánides, (Fig. 1A), y a partir de ellos exponer algunas consideraciones más generales.

PRINCIPALES RASGOS GEOLÓGICOS DEL SECTOR ESTUDIADO

En el sector central de los Catalánides afloran el basamento herciniano y su cobertura meso-cenozoica, ambos afectados por la tectónica de fractura alpina (Fig. 7).

En la Cordillera Litoral la cobertura mesozoica se encuentra únicamente al SW del río Llobregat y se caracteriza estratigráficamente por presentar una potente serie carbonatada jurásico-cretácica que recubre los terrenos triásicos (ESTEBAN, 1973). Este conjunto constituye el macizo de Garraf y estructuralmente se caracteriza por una disposición, a grandes rasgos, ho-

moclinal, hundiéndose hacia el SW, y una importante fracturación. La presencia de estructuras de plegamiento es mínima.

La Cordillera Prelitoral entre los ríos Congost y Anoia presenta una estructura más compleja. El basamento herciniano cabalga sobre la Cuenca del Ebro. Entre los materiales paleozoicos y los terciarios de la Cuenca del Ebro se encuentran los triásicos intensamente plegados y arrastrados. Este conjunto de estructuras está interrumpido y desplazado dextrógiramente por la falla de rumbo del Llobregat y levógiramente por la de Capellades. Estas estructuras quedan interrumpidas por la falla que limita la fosa del Vallès-Penedès por el NW, en las cercanías del pueblo de St.

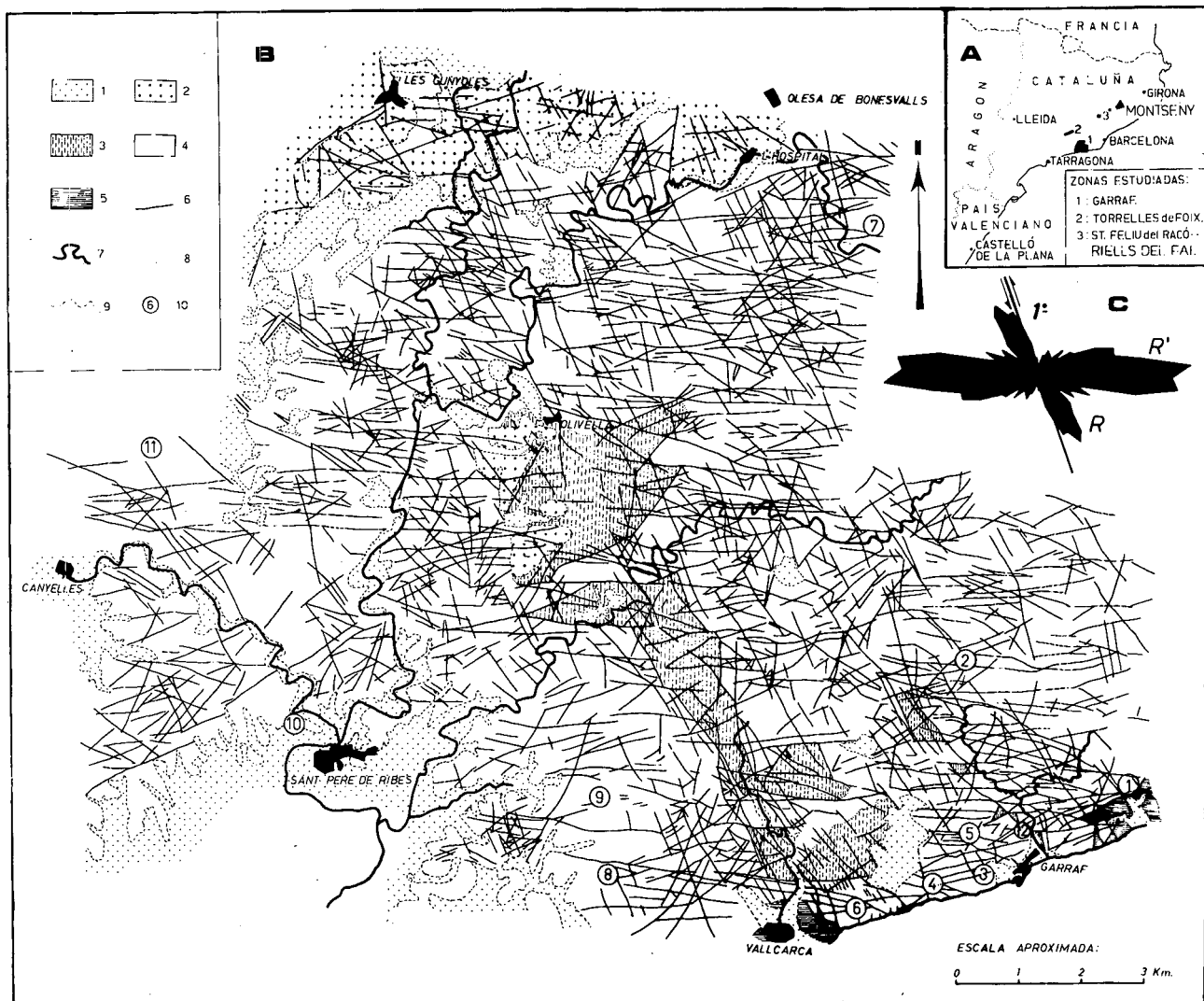


Fig. 1 - A: Situación geográfica de las áreas estudiadas. B: Cartografía fotogeológica de la fracturación del Macizo de Garraf; 1: Cuaternario indiferenciado, 2: Neógeno, 3: Cretáceo: margas, 4: Cretáceo: calizas, 5: Jurásico: dolomías y calizas, 6: fractura, 7: torrente, 8: contacto normal, 9: contacto discordante, 10: n.º de afloramiento. C: Diagrama de la distribución y frecuencia de la fracturación. Se interpreta como fallas R y R' de una falla de rumbo según I.G.M.E. (1973 a y b y 1975). Para situación ver Fig. 7.

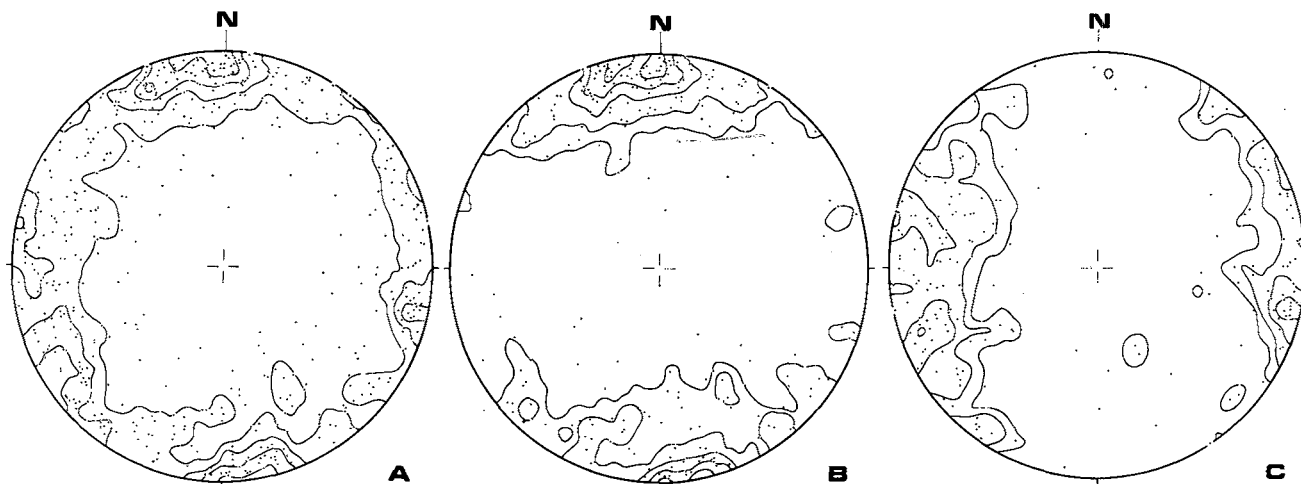


Fig. 2 — A: Estereograma de los polos de 493 fallas de rumbo medidas en los sectores estudiados. Se observan tres máximos principales: E-W, NNW-SSE y NNE-SSW. Contornos de 1,2,3 y 4%. B: Id. de 224 fallas de rumbo levógiras (1,2,4,6 y 8%). Claro predominio de la dirección E-W. C: Id. de 190 fallas de rumbo dextrógiras (1,2,4 y 6%). Dos direcciones dominantes: NNW-SSE y NNE-SSW.

Quintí de Mediona a pocos kilómetros al SW de la falla de Capellades (LLOPIS LLADÓ 1957, FONTBOTÉ, 1954). Al SW de esta unidad los materiales triásicos que forman la Cordillera Prelitoral (bloque del Gaià) adquieren una estructura y significado muy distintos. Constituyen el basamento de los materiales paleógenos de la Cuenca del Ebro y están ligeramente ondulados formando pliegues laxos de dirección NE-SW o bien se disponen subtabularmente.

Se ha estudiado la fracturación a las diversas escalas, principalmente las fallas, de la cobertera cretácica del macizo de Garraf, prestando especial atención a las estructuras de compresión y a su posible relación con las grandes fracturas del basamento. En el Triás fuertemente plegado de la Cordillera Prelitoral, entre los ríos Congost y Llobregat, se ha intentado establecer una relación entre la tectónica de fractura compresiva y el plegamiento; en el bloque del Gaià se ha estudiado únicamente la fracturación, a la escala del afloramiento.

En el macizo de Garraf se ha realizado un estudio fotogeológico con las fotografías aéreas de las hojas de El Prat de Llobregat (n.º 488) y Vilanova i La Geltrú (n.º 447) del mapa 1:50.000 (vuelos 1957 y 56 respectivamente). Sobre ellas se ha realizado la fotointerpretación de la fracturación utilizando para el levantamiento del mapa (Fig. 1-B) sólo las partes centrales de cada fotografía. Sobre esta cartografía se han establecido diagramas de frecuencia teniendo en cuenta la dirección y longitud de las fracturas. (Fig. 1C). Además se ha realizado el análisis detallado de 12 afloramientos (generalmente canteras) en los materiales cretácicos del macizo. Su situación es: AFL. 1: hoja 448, long. 5º36'30", lat. 41º15'53"; AFL. 2: hoja 448, long. 5º35'23", lat. 41º16'48"; AFL. 3: hoja 448, long. 5º34'58", lat. 41º15'7"; AFL. 4: hoja 448, long. 5º34'22", lat. 41º14'58"; AFL. 5: hoja 448, long. 5º34'21", lat. 41º15'23"; AFL. 6: hoja 448, long. 5º33'42", lat. 41º14'45"; AFL. 7: hoja 448, long. 5º33'22", lat. 41º20'14"; AFL. 8: hoja 448, long. 5º31'00", lat. 41º14'49"; AFL. 9: hoja 448, long. 5º30'30", lat. 41º15'26"; AFL. 10: hoja 447, long. 5º27'06", lat. 41º16'05"; AFL. 11: hoja 447, long. 5º25'08", lat. 41º18'03"; AFL. 12: hoja 448, long. 5º35'20", lat. 41º15'34".

En la Cordillera Prelitoral se ha analizado la fracturación del pliegue sinclinal que forman las calizas del Muschelkalk inferior cerca de Riells del Fai (AFL. 13: hoja 364, long. 5º53'36" lat. 41º41'28") y el formado por las calizas del Muschelkalk superior en las inmediaciones del pueblo de St. Feliu del Racó (AFL. 14: hoja 372, long. 5º45'14", lat. 41º37'40"). En el bloque del Gaià, el afloramiento de Muschelkalk inferior de la trinchera de la carretera de Torrelles de Foix a Pontons, (AFL. 15: hoja 419, long. 5º13', lat. 41º24'42") y dos pequeñas canteras abandonadas en las calizas del Muschelkalk (AFL. 16: hoja 419, long. 5º16'08", lat. 41º26'39") y AFL. 17: hoja 419, long. 5º20'33", lat. 41º27'59").

ANÁLISIS DE LOS DATOS

Para facilitar la exposición sintética de los datos y su análisis los sectores y afloramientos estudiados pueden agruparse en I) áreas no plegadas o suavemente onduladas y II) áreas fuertemente plegadas.

I) Áreas no plegadas o suavemente onduladas

En este apartado hay que incluir el macizo de Garraf y los afloramientos del borde SE del bloque del Gaià (AFL. 1-12 y 15-17).

Las fallas menores de Garraf evidencian la superposición de una fracturación distensiva sobre otra anterior, compresiva. Las direcciones X e Y de la distensión corresponden a direcciones de alargamiento, (SANTANACH, 1973 y GUIMERA, 1978) siendo X sensiblemente perpendicular a las grandes fallas normales que limitan las grandes unidades morfoestructurales. La mayoría de fallas normales habrían actuado anteriormente como fallas compresivas, que en su mayoría son fallas de rumbo (sólo el 1,4% de todas las fallas de compresión observadas corresponden a fallas inversas). También hay que destacar el poco desarrollo de los estilolitos.

Del análisis cartográfico puede deducirse la existencia de dos familias principales de fallas, una de direc-

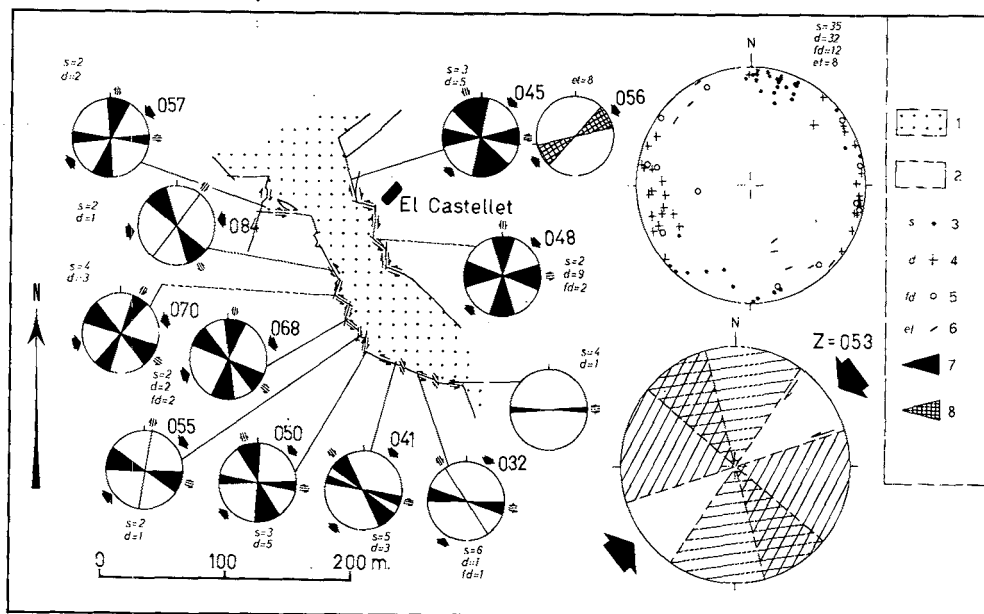


Fig. 3 -- Esquema tectónico de la fosa del Castellet (Afl. n.º 12). 1: Margas cretácicas, 2: calizas cretácicas, 3: fallas de rumbo levógiras, 4: id. dextrógiras, 5: id. de sentido no determinado, 6: grietas de tensión, 7: campo de variación de la dirección de las fallas de rumbo, 8: Id. de las grietas de tensión. Nótese la superposición de los campos de las fallas de rumbo dextrógiras y levógiras en el diagrama total, cosa que no se produce a los parciales realizados en áreas más reducidas.

ción aproximada E-W y otra NNW-SSE (Fig. 1B). El ángulo agudo que forman ambas familias es bisectado por una dirección aproximada NW-SE y en principio cabría suponer que a las fallas de dirección E-W les correspondiera un movimiento dextrógiro y las NNW-SSE, levógiro. No obstante las observaciones de las estructuras menores asociadas a estas fallas permiten concluir que en la mayoría de los casos las fallas E-W son levógiras y las NNW-SSE, dextrógiras. Este hecho, puede observarse directamente en algunas de las grandes fallas cartografiadas, que cortan las canteras estudiadas y se pone también claramente de manifiesto si se analizan los diagramas globales de las fallas de rumbo del macizo de Garraf (Fig. 2).

En el diagrama A de la fig. 2 se han representado los polos de los planos de falla con estrías cuyo ángulo de pitch es inferior a 45°, la mayoría entre 10° y 30°. Puede constatarse el paralelismo que existe entre este estereodiagrama y el diagrama de frecuencias elaborado a partir de los datos cartográficos (Fig. 1B). Al igual que en la cartografía fotogeológica predominan las fallas de dirección E-W, mientras que a la escala del afloramiento las direcciones NNW-SSE y NNE-SSW se presentan con una importancia similar, cosa que no ocurre a la escala fotogeológica en donde las fallas NNW-SSE predominan claramente sobre las NNE-SSW (Fig. 1C). Los diagramas B y C de la fig 2 (polos de las fallas levógiras y polos de las fallas dextrógiras respectivamente) ponen de manifiesto el carácter predominantemente levógiro de las fallas E-W y el dextrógiro de las NNW-SSE, y NNE-SSW. No obstante, aunque considerando el conjunto de todas las fallas estu-

diadas se obtengan estas tres direcciones de máxima frecuencia, con movimientos claramente predominantes en cada una de ellas, es evidente que hay una gran dispersión de los campos de las fallas levógiras y dextrógiras, que comporta ciertos problemas en la interpretación de los diagramas.

Si se consideran dominios pequeños (pocas decenas de metros), lo que implica la observación de pocas fallas (entre 5 y 30) no se tiene superposición de las direcciones de fallas dextrógiras y levógiras, pero tampoco máximas frecuencias representativas. En este caso hay que establecer las direcciones principales de la deformación (X y Z) de forma que coincidan con las bisectrices de los dominios sin fallas que separan las fallas dextrógiras y levógiras más próximas entre sí. (ARTHAUD y CHOUKROUNE, 1972). Caso de considerar un dominio homogéneo de gran extensión, como por ejemplo el macizo de Garraf, las superposiciones son considerables, pero las direcciones de máxima frecuencia quedan bien definidas y pueden determinarse las direcciones principales de la deformación a partir de ellas.

El mayor problema lo plantean los dominios intermedios (grandes canteras, por ejemplo) en los cuales, por una parte hay variaciones lo suficientemente grandes del campo de deformación como para que se produzcan superposiciones de los dominios de las fallas dextrógiras y levógiras, pero por otra parte el número de fallas observadas es insuficiente como para que en los diagramas se formen máximos de frecuencia significativos. Un ejemplo de esta situación es el afloramiento n.º 12 (Fig. 3). Utilizando sectores muy reduci-

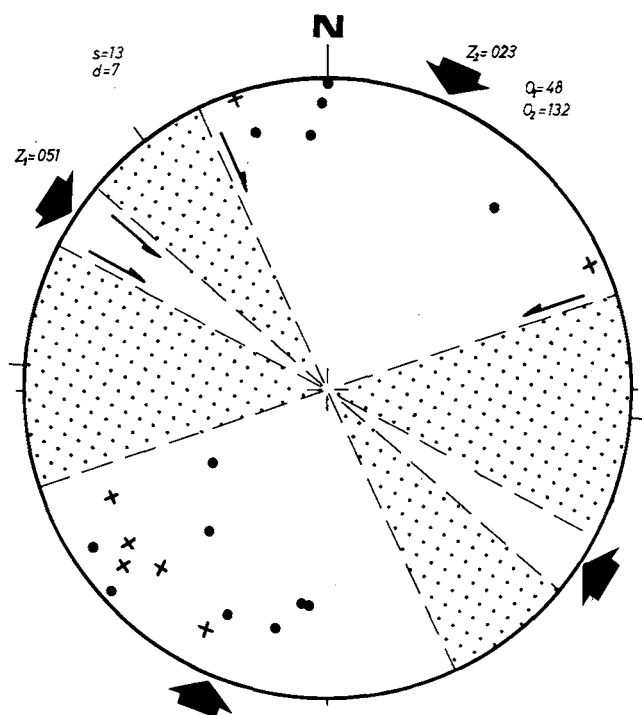


Fig. 4 - Estereograma del afloramiento 8 A. Dos familias de fallas. Símbolos como en la Fig. 3. Nótese la diferencia entre el ángulo que forman las dos familias de fallas que es bisectado por el acortamiento aproximado NW-SE (48°) y el bisectado aproximadamente por el acortamiento NE-SW (132°).

dos y con pocas fallas puede establecerse la dirección de acortamiento por el método de Arthaud y Choukroune, mientras que considerando todo el afloramiento este método no es aplicable pues hay superposición de los dominios de las fallas levógiras y dextrógiras.

Así pues es necesario realizar estaciones de muy reducidas dimensiones y, luego, comprobada la homogeneidad de un área grande integrar todos los datos en un estudio global.

El análisis detallado de afloramientos pequeños ha permitido precisar lo expuesto anteriormente y explicar las superposiciones descritas, así como también la dificultad mecánica que representa el hecho de que la dirección de acortamiento Z, deducida a partir del sentido de movimiento de las fallas, bisecte aproximadamente el ángulo obtuso formado por las dos familias de fallas cartográficamente dominantes (E-W y NNW-SSE). Los 15 afloramientos analizados en Garraf y en el bloque del Gaià pueden agruparse en dos clases: *Afloramientos que presentan dos familias de fallas*

Una familia tiene dirección aproximada E-W con la mayor parte de las fallas levógiras, y la otra de dirección NNW-SSE con la mayoría dextrógiras (Fig. 4). Así pues la dirección de máximo acortamiento Z sería próxima a NE-SW y bisectaría aproximadamente el ángulo obtuso formado por ambas familias de fallas.

Para la interpretación de esta distribución hay que considerar los siguientes hechos:

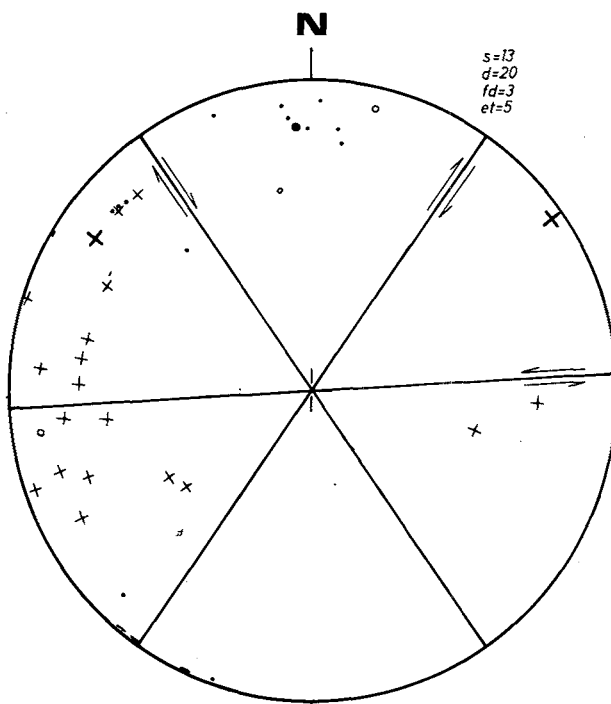


Fig. 5 - Estereograma del afloramiento 7. Tres familias de fallas. Símbolos como en la Fig. 3. Las cruces y los puntos mayores representan fallas de rumbo dextrógiras y levógiras de escala fotogeológica. Nótese la existencia de fallas NNE-SSW que primero actuaron como levógiras y con posterioridad dextrógiramemente.

-Si se consideran los movimientos sobre los planos de pares de fallas que en el campo aparentan ser conjugadas, se constata que la simetría que presentan no es la ortorrómbica típica de los pares de fallas conjugadas. Frecuentemente las direcciones de movimiento y la intersección de los dos planos de falla forman ángulos muy distantes de los noventa grados. Ello justifica que en las deducciones sobre direcciones de acortamiento no se tengan en cuenta las direcciones precisas del movimiento y si únicamente la dirección de los planos de falla de direcciones más próximas entre sí y movimientos de sentido opuesto. En estas condiciones sólo se puede concluir que las direcciones X y Z estarán comprendidas dentro del ángulo que forman las fallas mencionadas.

-Las familias se definen por la orientación de las fallas que la componen, no por el tipo de movimiento que presentan dichas fallas. Aunque en cada familia predomine un sentido de movimiento determinado es frecuente encontrar alguna falla con movimiento de sentido opuesto (Fig. 4) e incluso puede observarse en algunos casos movimientos opuestos sobre un mismo plano de falla. En estos casos la cronología relativa de ambos movimientos no es fácil de dilucidar.

-Las estrías de los movimientos dominantes presentan un carácter marcadamente estilolítico: predominan en ellas las estructuras de disolución sobre las de recristalización.

—En algunos afloramientos (AFL. 2) las dos familias están muy bien definidas (Fig. 6), mientras que en otros (AFL. 8-A) la separación no es tan clara (Fig. 4), aunque a la luz de los datos de los otros afloramientos puedan ser interpretadas de manera análoga.

Todos estos datos se interpretan como resultado de la sucesión de dos fases de compresión. La primera, de dirección de máximo acortamiento aproximadamente NW-SE, bisectaría el ángulo agudo formado por ambas familias de fallas y sería la responsable de su formación; los planos de falla E-W habrían actuado como dextrógiros y los NNW-SSE como levógiros.

La segunda fase de compresión tendría una dirección de máximo acortamiento próxima a NE-SW, que bisectaría aproximadamente el ángulo obtuso que forman las dos familias de fallas.

Los movimientos correspondientes a la primera fase son los menos manifiestos en las estructuras menores ya que habrían sido borrados en gran parte por las estructuras de disolución de la segunda fase, cuya dirección de compresión forma un gran ángulo con los planos de falla lo que permite explicar el marcado carácter estilolítico de las estrías correspondientes a esta segunda fase. Así pues las fallas se habrían formado durante la primera fase, mientras que la mayoría de las estrías visibles corresponderían a la segunda.

En su conjunto se sugiere que esta fracturación podría corresponder a un sistema de fallas Riedel conjugadas (R, las NNW-SSE y R' las E-W) asociadas al movimiento levógiro de una falla de zócalo de dirección N 160 E, que correspondería a la prolongación de la falla de Capellades por debajo del macizo de Garraf y que pasaría cerca de la población de Vallcarca. Se propone denominarla falla de Capellades-Vallcarca (Fig. 1B y 7).

Afloramientos que presentan tres familias de fallas

En algunos afloramientos se encuentran tres familias de fallas. Una de dirección E-W con movimientos mayoritariamente levógiros y las otras dos, mayoritariamente dextrógiros. En los diagramas las fallas levógiros quedan siempre bien definidas, mientras que las dextrógiros, si bien presentan dos máximos, a veces es difícil diferenciar netamente las dos familias.

Hay que precisar que, al igual que los afloramientos de dos familias de fallas, las correspondientes a las familias E-W y NNW-SSE presentan ambos movimientos levógiros y dextrógiros. Las fallas de la familia NNE-SSW son dextrógiros. Solamente, en el AFL. 7 ha podido observarse que, una falla menor de esta dirección ha actuado primero como levógira y luego como dextrógira.

La diferencia fundamental entre estos afloramientos y los que sólo presentan dos familias de fallas estriba en la presencia de las fallas de dirección NNE-SSW, las cuales se interpretan como formadas posteriormente a la 1ª fase en los casos en que la dirección de compresión fuera lo suficientemente perpendicular a cualquiera de los dos sistemas de fallas preexistentes. En el caso de que lo fuera a las fallas E-W, las NNE-SSW de

nueva formación serían levógiros, mientras que si la compresión fuera perpendicular a las fallas NNW-SSE, las fallas de nueva formación NNE-SSW actuarían como dextrógiros. La observación realizada en el afloramiento 7 permite suponer que la compresión ha evolucionado de una dirección N-S a NE-SW.

Los afloramientos 1, 6, 7, 8B y 8C son ejemplos de esta situación y en el 7 (Fig. 5) coinciden 3 fallas de talla cartográfica que corresponden a cada una de las tres familias, las cuales se han individualizado en el diagrama.

II) Trías fuertemente plegado de la Cordillera Prelitoral

Se ha estudiado, en las calizas del Muschelkalk, la fracturación de dos sinclinales fuertemente vergentes hacia la Cuenca del Ebro. Ambos se caracterizan por presentar un flanco normal con buzamiento suave y otro con los estratos invertidos y fuertemente inclinados.

La fracturación de los flancos normales es totalmente comparable a la descrita en el apartado anterior. En St. Feliu del Racó se observa una disposición en dos familias típica (Fig. 6A), mientras que en Riells del Fai se presentan tres familias.

La dirección de los ejes de los pliegues es aproximadamente E-W (Fig. 6) en St. Feliu del Racó (dirección algo anómala en los Catalánides) y NE-SW en Riells del Fai.

Puede constatarse: a) que el acortamiento de dirección aproximada NW-SE, deducido a partir de los ángulos que forman las fallas en los flancos normales es anterior al plegamiento, hecho que puede comprobarse al “desplegar” junto con las capas de los flancos invertidos las fallas asociadas anteriores a los movimientos capa sobre capa relacionados con el plegamiento (Fig. 6); b) el acortamiento de dirección aproximada NE-SW deducido a partir de las estrías predominantes en las fallas de los flancos normales es posterior al plegamiento ya que la charnela de los pliegues (St. Feliu del Racó) está cortada por fallas que corresponden en dirección y movimiento al acortamiento de esta dirección y además las superficies de capas invertidas y verticalizadas de dirección NE-SW presentan estrías horizontales, dextrógiros, sobrepuestas a las de fuerte pitch propias del pliegue. También en los flancos normales se encuentran dos familias de estrías sobre los planos de estratificación: unas aproximadamente perpendiculares a los ejes de los pliegues, que indican movimientos compatibles con el plegamiento y otras paralelas al eje de los pliegues compatibles con una compresión NE-SW y que pueden constatarse que son posteriores a las primeras (Fig. 6).

Así en St. Feliu del Racó hubo primero un acortamiento NW-SE asociado a la formación de fallas de dirección E-W dextrógiros y NNW-SSE levógiros; luego se formó el pliegue que corresponde a un acortamiento aproximado N-S y por último un acortamiento NE-SW ligado a un nuevo movimiento de las superficies pre-

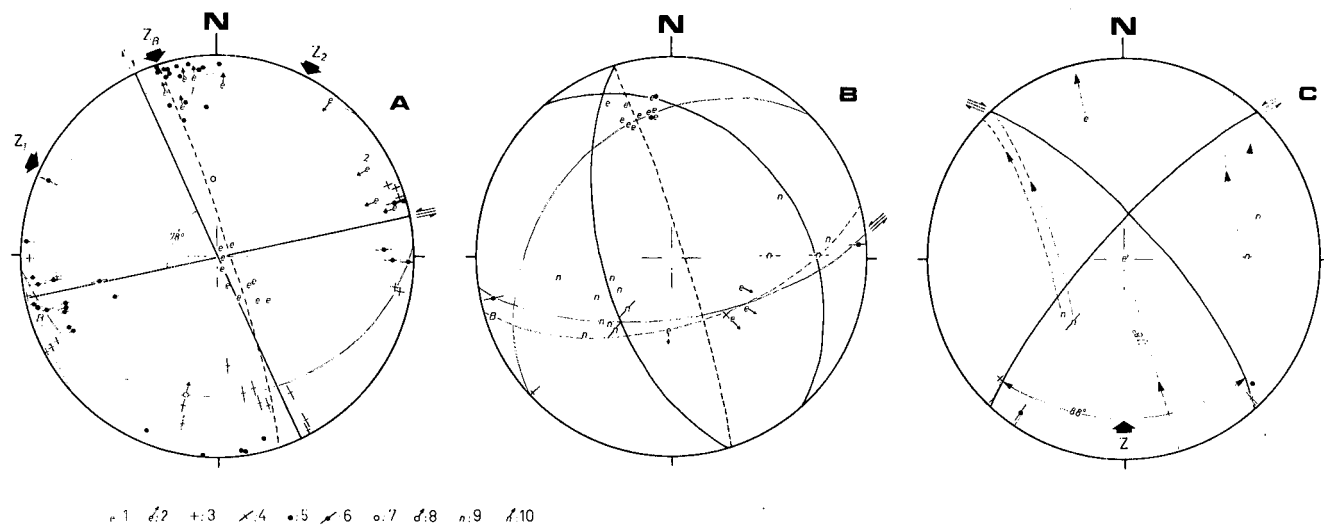


Fig. 6 - Estereogramas de los principales elementos estructurales del Afl. 14, St. Feliu del Racó. 1. planos de estratificación; 2, estriás sobre superficies de estratificación (se indica con un número el orden cronológico entre ellas); 3, polos de fallas de rumbo dextrógiras y (4) estriás correspondientes; 5, polos de fallas de rumbo levógiras y (6) estriás correspondientes; 7, fallas inversas y (8) estriás correspondientes; B. eje del pliegue. Se representan las ciclográficas medias correspondientes a los diversos elementos estructurales: A: línea continua, gruesa, ciclográfica que contiene los polos de los planos de estratificación, id. fina, ciclográfica del plano de estratificación medio. C: línea continua: fallas de dirección; las líneas discontinuas con flechas indican el camino seguido por los diversos elementos estructurales al restituir el flanco inverso a la horizontal. A.- Flanco normal. B.- Flanco inverso: fracturas y estriás correspondientes anteriores al plegamiento. C.- Elementos del flanco inverso colocados en su posición original.

existentes, así como a la formación de nuevas fallas, especialmente en la zona de charnela.

En Riells del Fai la dirección de acortamiento deducida a partir del pliegue coincide prácticamente con la de la primera fase de fracturación ligeramente anterior al plegamiento, de dirección NW-SE. No obstante en el flanco inverso de este pliegue se encuentran algunas fallas normales, anteriores al plegamiento, que una vez colocadas en su posición originaria resultan ser fallas de rumbo dextrógiras que implican una compresión aproximada N-S. Las estructuras menores muestran que, posteriormente al plegamiento, las discontinuidades existentes volvieron a actuar como superficies de falla produciendo un acortamiento de dirección aproximada NE-SW.

En el sector estudiado las fallas mayores de este tipo son la levógira de Capellades-Vallcarca y la dextrógira del Llobregat. Estas fallas presentan ciertas diferencias significativas: La de Capellades-Vallcarca tiene una dirección N 160 E y es sincrónica con los pliegues de la Cordillera Prelitoral, puesto que los deforma sin cortarlos, adoptando éstos una forma arqueada que indica movimiento levógiro. La del Llobregat, de dirección N 130 E, es posterior al plegamiento: corta netamente las estructuras y las desplaza dextrógiramemente. Debido al pequeño ángulo que forman entre ellas y a sus distintas relaciones con el plegamiento, estas fallas

difícilmente pueden interpretarse como debidas a una misma dirección de compresión. Por el contrario sus relaciones espaciales y temporales son comprensibles si se admite a nivel de zócalo una evolución de la compresión análoga a la descrita en el cobertera.

La falla de Capellades-Vallcarca estaría ligada a la compresión NW-SE y su movimiento levógiro habría provocado la formación de las fracturas E-W y NNW-SSE del macizo de Garraf, las cuales tienen una disposición de fallas Riedel conjugadas respecto la falla de zócalo, mientras que la falla del Llobregat estaría relacionada con una compresión aproximada N-S, posterior a la anterior, durante la cual, en la cobertera, las fallas NNW-SSE podrían jugar dextrógiramemente, mientras que las E-W, debido a su dirección, quedarían bloqueadas y eventualmente se formarían fallas NNE-SSW levógiras. Posteriormente la dirección de compresión evolucionaría hacia una dirección NE-SW, quedando bloqueadas durante esta fase las fallas NNW-SSE y actuando las NNE-SSW como dextrógiras y las E-W como levógiras.

Así pues considerando el conjunto de las fallas de rumbo (menores y cartográficas) del sector central de los Catalánides puede concluirse que la compresión alpina tiene primero una dirección NW-SE que varía hasta alcanzar una dirección NE-SW. Dentro de este campo se definen tres pulsaciones fundamentales, la

NW-SE que provoca la formación de la mayoría de fallas, luego la N-S, relacionada con la falla del Llobregat en gran parte borrada al nivel microestructural por las estructuras menores de la tercera pulsación de dirección NE-SW.

Además de esta sucesión descrita, en los Catalánides hay indicios para pensar en una mayor complejidad. Así el desplazamiento dextrógiro de la falla de Burgans (ROBLES e INIESTA, 1977) anterior a los pliegues de dirección NE-SW que implican la base de la serie paleógena de la Cuenca del Ebro, podría indicar la existencia de una dirección de compresión de dirección N-S a NNE-SSW anterior a la NW-SE. Las anomalías que se observan en el estudio de la fracturación anterior al plegamiento en Riells del Fai podrían estar relacionadas con esta fase, aunque no se tengan argumentos suficientemente sólidos para pronunciarse en este sentido.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

1. La compresión alpina en el sector central de los Catalánides se traduce fundamentalmente en una tectónica de fallas, en su mayoría de rumbo. Al nivel de las estructuras menores, las fallas de rumbo predominan abrumadoramente sobre las fallas inversas y los estilolitos. El campo de deformación sufre variaciones de dirección importantes en espacios reducidos, lo que exige que el estudio de las estructuras menores se realice en áreas muy poco extensas con pocas fallas y, sólo posteriormente, después de haber comprobado la homogeneidad estadística de dominios grandes, integrar los daños locales en diagramas globales. Debe evitarse trabajar en dominios de escalas intermedias ya que debido al número de fallas disponibles y a las variaciones mencionadas se obtienen diagramas confusos.

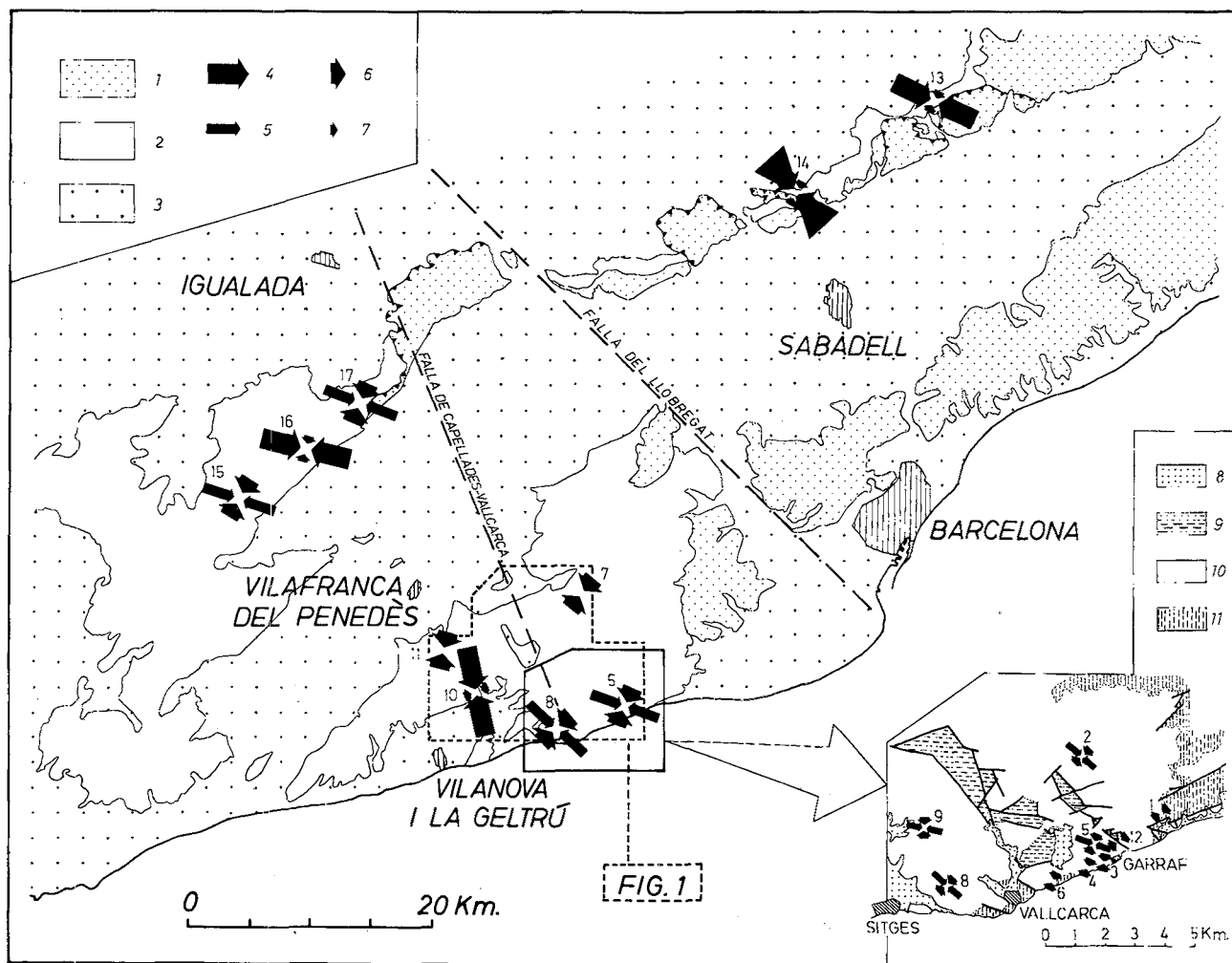


Fig. 7 - Esquema geológico del sector central de las Cadenas Costeras Catalanas, con indicación de las direcciones de acortamiento obtenidas en los diversos afloramientos. 1: Paleozoico; 2: Mesozoico; 3: Cenozoico; 4-5: dirección de acortamiento correspondiente a la 1.^a fase, NW-SE. 4: dominante a escala de afloramiento, 5: secundario a escala de afloramiento; 6-7: dirección de acortamiento correspondiente a la 2.^a fase, NE-SW, 6: dominante a escala de afloramiento, 7: secundaria a escala de afloramiento, 8: Neógeno y Cuaternario; 9: margas cretácicas, 10: calizas cretácicas; 11: dolomías y calizas jurásicas.

2. Mediante el estudio de las fallas de rumbo se ha podido establecer que la cobertera mesozoica del sector central de los Catalánides registra dos fases compresivas principales. La primera, de dirección aproximada NW-SE y la segunda, aproximadamente normal a la primera, de dirección cercana a NE-SW.

Durante la primera se materializaron las fallas de rumbo de los sistemas E-W y NNW-SSE y luego los pliegues de la Cordillera Prelitoral ligados al cabalgamiento de los materiales del zócalo paleozoico sobre la Cuenca del Ebro, de dirección NE-SW. Es precisamente en la Cordillera Prelitoral donde esta fase compresiva se manifiesta con mayor complejidad, pues los pliegues a ella asociados que normalmente presentan una dirección NE-SW, localmente se apartan de la misma pudiendo alcanzar direcciones E-W. En ella se observan diferencias entre las direcciones de compresión deducidas a partir de las fallas y las de los pliegues. De todas formas la dirección de compresión siempre permanece entre las direcciones NW-SE y N-S.

La segunda, de dirección comprendida entre N-S y NE-SW se caracteriza por la removilización de las superficies de discontinuidad creadas o deformadas durante la primera fase y si alguna de las dos familias de fallas (E-W o NNW-SSE) queda bloqueada por ser excesivamente perpendicular a la dirección de compresión, se materializan nuevas fallas, de dirección NNE-SSW, que se observan mayoritariamente dextróginas.

Así pues la dirección de compresión habría cambiado de NW-SE a NE-SW.

3. La constatación de esta variación de la dirección de compresión en la cobertera de la parte central de los Catalánides es de indudable interés para la interpretación de algunos de los grandes rasgos estructurales presentes. Las estructuras de compresión cartográficamente más manifiestas (pliegues, fallas inversas y cabalgamientos) presentan una dirección NE-SW y son fundamentalmente debidas a la primera de las fases descritas. Estas estructuras están cortadas por accidentes transversales que han sido diversamente interpretados (LLOPIS LLADÓ, 1947, FONTBOTÉ, 1954), IGME, 1973, ESTEBAN y SANTANACH 1974). Estos accidentes transversales muestran cartográficamente desplazamientos de signo diverso: dextrógiros (F. del Llobregat), levógiros (F. de Capellades-Vallcarca) o incluso ambos según el segmento de la falla considerado (F. Estret de la Riba-Punta de la Mora, IGME, 1973).

4. Las Cadenas costeras Catalanas constituyen el enlace siguiendo la costa mediterránea entre los Pirineos y la Cordillera Ibérica. Entre las tres cadenas está situada la Cuenca del Ebro, cuenca molásica común. El estudio del borde la cuenca molásica y su relación con el plegamiento permite constatar que la deformación es más antigua en los Pirineos (Eoceno sup.) SOLÉ SUGRAÑES (1978 b) y más moderna en la Ibérica (Oligoceno) RIBA y RÍOS (1960-62), siendo de edad variable a lo largo de los Catalánides, LLOPIS LLADÓ (1947). Ello por lo que se refiere a las estructuras más manifiestas cartográficamente en las tres cadenas y que tienen direcciones distintas (E-W en los Pirineos, NE-SW en los Catalánides y WNW-ESE en la

zona nororiental de la cordillera Ibérica). A pesar de estas diferencias cartográficas la comparación de los resultados de los estudios sobre la evolución de la compresión de diversos autores permite constatar que las tres cadenas han sufrido, con distintas intensidades, sucesiones de compresiones correlacionables:

I) Fase N-S a NNE-SSW de la que se han observado indicios en los Catalánides.

II) Fase NW-SE. Es la primera fase que se observa generalizada en las tres cadenas. En los Pirineos corresponde a la fase tectónica del Pedraforca (SOLÉ SUGRAÑES, 1978 a, b) de edad Eoceno medio; en los Catalánides a las estructuras dominantes, y en la cordillera Ibérica a los pliegues de dirección NE-SW que en Sot de Chera han sido datados como preoligocenos por GÓMEZ y BABIN (1973) y a los estilolitos de dirección NW-SE que en las cercanías de Sigüenza, ALVARO (1975) ha comprobado que correspondían a la primera generación.

III) Fase N-S. Es la más importante en los Pirineos y a ella se deben la mayoría de sus grandes estructuras (edad finieocena). En los Catalánides es la fase menos manifiesta.

IV) Fase NE-SW. Es la principal en la cordillera Ibérica y en esta cadena está representada a todas las escalas (RIBA y RÍOS, 1960-62, GÓMEZ y BABIN, 1973, ALVARO, 1975, GONZÁLEZ LODEIRO, en IGME, 1977) y se le atribuye una edad oligocena. Esta fase está bien representada en los Catalánides y hacia el N se ha localizado hasta las cercanías del pueblo de Seva en el NW del Montseny (GUIMERA y SALAS 1977).

V) Fases E-W y NW-SE. En los sectores occidentales y meridionales de la cordillera Ibérica se presentan estructuras de plegamiento y fracturación ligadas a estas direcciones de compresión (ALVARO y CAPOTE, 1973, GONZÁLEZ LODEIRO, en IGME, 1977), posteriores al plegamiento dominante atribuidas al mioceno muy probablemente relacionadas con la compresión intramiocénica de las cordilleras Béticas.

Así pues, la comparación de la evolución de la compresión alpina determinada a partir del análisis de la tectónica frágil de la Cordillera Ibérica y los Catalánides con las pulsaciones descritas en los Pirineos permite concluir que todo el ámbito NE del bloque Ibérico ha sufrido una evolución homogénea de la compresión durante el Paleógeno que ha variado desde una dirección NW-SE a NE-SW.

Agradecimientos

Agradecemos a los Profs. Dr. J. M. Fontboté y Dr. L. Solé Sugrañes la lectura crítica del manuscrito.

BIBLIOGRAFÍA

- ALVARO, M. (1975).- Estilolitos tectónicos y fases de plegamiento en el área de Sigüenza (borde del sistema Central y la Cordillera Ibérica).- *Estudios Geológicos*, 31 (3-4): 241-247.
- ALVARO, M. y CAPOTE, R. (1973).- Las estructuras menores de un anticlinal de la Sierra de Altomira (Cuenca, España).- *Estudios Geológicos*, 29 (5): 467-478.

- ANADON, P., SANTANACH, P. F. et alt. (en prensa).- Libro homenaje al Prof. Luis Solé Sabaris, Barcelona.
- ARTHAUD, F. y CHOUKROUNE, P. (1972).- Méthode d'analyse de la tectonique cassante à l'aide des microstructures dans les zones peu déformées. Exemple de la plate-forme Nord. Aquitaine.- *Rev. Inst. Français Pétrol.*, 27 (5): 715-732.
- ASHAUER, H. y TEICHMÜLLER, R. (1935).- Die variscische und alpidische Gebirgsbildung Kataloniens.- *Abh. Gessell. Göttingen, Math. Phys. Kl.*, 16: 16-98, Berlin. Traduc. cast. Publ. Extr. Geol. España, 3: 7-102, Madrid, 1946.
- ESTEBAN, M. (1973).- Petrología de las calizas cretácicas del sector central de los Catalánides (Prov. de Tarragona y Barcelona).- Tesis doctoral. Dep. de Petrología, Univ. de Barcelona, 425 p., inédita.
- ESTEBAN, M. y ROBLES-OROZCO, S. (1976).- Sobre la paleogeografía del Cretácico Inferior de los Catalánides entre Barcelona y Tortosa. *Acta Geol. Hispánica*, 11 (3): 73-78.
- ESTEBAN, M. y SANTANACH, P. F. (1974).- ¿El modelo de la cuña compuesta de C. I. Migliorini (1948) es aplicable a la estructura del sector central de los Catalánides?.- *Acta Geol. Hispánica*, 9 (2): 37-41.
- FONTBOTÉ, J. M. (1954).- Las relaciones tectónicas de la depresión del Vallés-Penedès con la Cordillera Prelitoral y con la Depresión del Ebro.- *R. Soc. Española Hist. Nat. Tomo Homenaje Prof. E. Hernández Pacheco*, pp. 281-310.
- GÓMEZ-FERNÁNDEZ, J. J. y BABIN VICH, R. B. (1973).- Evidencia de tres generaciones de pliegues en el anticlinal de Sot (Cord. Ibérica, Prov. Valencia).- *Estudios Geológicos*, 29 (5): 381-388.
- GUIMERA, J. J. (1978).- Estudi estructural de les zones de fractura de Garraf i de Vallcarca. Massís de Garraf.- Tesis de Llicenciatura, Dept. Geom. y Tectónica, Univ. de Barcelona, 144 pp., inédita.
- GUIMERA, J. J. y SALAS, R. (1977).- Les fractures d'esquinçament del Congost i de Coll Formic. L'ur comportament i influència en la sedimentació triàssica i terciària.- Dept. Geomorfologia y Tectónica. Univ. de Barcelona, 33 pp., Inédito.
- I.G.M.E. (1972 a).- Mapa geológico de España 1:200.000, hoja 35: Barcelona, 1ª ed. Madrid.
- I.G.M.E. (1972 b).- Mapa geológico de España 1:200.000, hoja 34: Hospitalet, 1ª ed. Madrid.
- I.G.M.E. (1972 c).- Mapa geológico de España 1:200.000, hoja 42: Tarragona, 1ª ed. Madrid.
- I.G.M.E. (1973 a).- Mapa geológico de España, 1:50.000, hoja 447, Vilanova i la Geltrú, 2ª ser., 1ª ed., Madrid.
- I.G.M.E. (1973 b).- Mapa geológico de España, 1:50.000, hoja 419, Vilafranca del Penedès, 2ª ser., 1ª ed., Madrid.
- I.G.M.E. (1975 a).- Mapa geológico de España 1:50.000, hoja 420: Hospitalet de Llobregat, 2ª serie, 1ª ed. Madrid.
- I.G.M.E. (1975 b).- Mapa geológico de España 1:50.000, hoja 448: El Prat de Llobregat, 2ª serie, 1ª ed., Madrid.
- I.G.M.E. (1977).- Mapa geológico de España 1:50.000, hoja 639: Jérica, 2ª serie, 1ª ed., Madrid.
- LLOPIS LLADO, N. (1947).- Contribución al conocimiento de la morfoestructura de los Catalánides.- *Inst. "Lucas Mallada", C.S.I.C.*, 372 p. Barcelona.
- RIBA, O y RIOS, J. M. (1960 - 62).- Observations sur la structure du secteur sud-ouest de la chaîne ibérique (Espagne).- *Livre à la mémoire de Paul Fallot*, 1: 275-290. Paris.
- ROBLES OROZCO, S. e INIESTA, J. (1977).- Pliegues superpuestos en el Mesozoico de la Sierra de la Vall de la Torre (Tarragona) y su relación con desgarres regionales del zócalo transversales a la orientación catalanide.- *Acta Geol. Hispánica*, 12 (1/3): 18-22.
- SANTANACH PRAT, P. F. (1973).- Análisis microestructural de dos afloramientos en las calizas cretácicas del macizo de Garraf (prov. de Barcelona, España).- *Acta Geol. Hispánica*, 8 (3): 100-1P4A.
- SOLE SUGRAÑES, L. (1978 a).- Alineaciones y fracturas en el sistema catalán según las imágenes LANDSAT-1.- *Tecniterrae*, 22: 6-16.
- SOLE SUGRAÑES, L. (1978 b).- Gravity and compressive nappes in the Central Southern Pyrennes (Spain).- *American Jour. Sc.*, 278 (5): 609-637.

Recibido enero 1979.