MODELOS DE PLIEGUES ALPINOS DE PROPAGACIÓN DE FALLA CON BASAMENTO IMPLICADO EN LA ZONA NORTE DEL SISTEMA CENTRAL ESPAÑOL

D. Gómez Ortiz[1,2], R. Babín Vich [2] y R. Tejero López [2]

[1] *ESCET-Área de Geología, Universidad Rey Juan Carlos, C/ Tulipán s/n, 28933 Móstoles, Madrid (d.gomez@escet.urjc.es).*
[2] *Departamento de Geodinámica, Universidad Computense de Madrid, C/ José Antonio Novais s/n, 28040 Madrid.*

Resumen: Las estructuras alpinas observadas en este amplio sector del Sistema Central, corresponden a pliegues y fallas que afectan tanto a los materiales de basamento como a la cobertera meso-cenozoica. Los datos geológicos y estructurales obtenidos en los afloramientos han servido para evaluar las características de la deformación alpina en la cobertera en base a la aplicación de modelos de pliegues asociados a fallas con basamento implicado. Las soluciones obtenidas con los modelos de Mitra y Mount (1998) y Narr y Suppe (1994) son muy semejantes y permiten evaluar la geometría de las fallas que no afloran en superficie, así como el mecanismo de formación de estas estructuras alpinas. Las principales diferencias entre los modelos hacen referencia al tipo de deformación en el basamento, sin que los datos de campo permitan discriminar entre ellos. Aunque las soluciones sean diferentes entre ellos, son válidas geométricamente. La estratigrafía local parece influir en la geometría final resultante de los pliegues, verificándose un desacople en las arenas en facies Utrillas cuando éstas superan los 100 metros de espesor.

Palabras clave: pliegues, fallas, modelos, basamento, cobertera alpina, Sistema Central

Abstract: Alpine structures located at the Spanish Central System northern border correspond to fold and faults involving both basement and a mesozoic-cainozoic sedimentary cover. Geological and structural field data were used to determine the main features of the alpine deformation present in the sedimentary cover by means of the application of basement-involved compressive structure models. These models were developed for different authors in areas of similar tectonic features. The solutions obtained by the different models are similar in relation to the predicted fault geometry for these structures, as well as their mechanism of formation. However, differences arise for the type of deformation induced in the basement, and field data are not enough to discriminate between the models. Local stratigraphy seems to play an important role in controlling the final fold geometry.

Key words: folds, faults, models, basement, alpine cover, Spanish Central System

Gómez Ortiz, D., Babín R. y Tejero R. (2003): Modelos de pliegues alpinos de propagación de falla con basamento implicado en la zona norte del Sistema Central Español. *Rev. Soc. Geol. España. 16(1-2):* 19-33.

La zona de estudio está situada en el borde norte del Sistema Central, y comprende parte de la Sierra de Guadarrama (Fig.1).

Desde el punto de vista geológico, el Sistema Central se considera una cadena intraplaca formada durante la orogenia Alpina, como consecuencia de un régimen compresivo causado por la convergencia de las placas Europea y Africana desde el Eoceno (e. g. Capote *et al.*, 1990; De Vicente *et al.*, 1994). Está constituido por un basamento de rocas metamórficas e ígneas del Precámbrico y Paleozoico, y una delgada cobertera mesozoico-cenozoica dispuesta sobre él. Materiales sedimentarios de edad terciaria constituyen el relleno de las cuencas del Duero y Tajo, situadas al norte y sur de la cadena respectivamente. La zona está afectada por las orogenias Hercínica y Alpina, así como por las fases de deformación tardihercínicas (e.g. Capote, 1983; Capote *et al.*, 1987).

En la actualidad, los materiales mesozoicos afloran en las partes central y oriental de la cadena, aumentando su espesor hacia el este. Los materiales son siliciclásticos en su base, de ambiente continental, mientras que el resto de la serie corresponde a dolomías y margas principalmente de ambientes de plataforma somera y llanuras de mareas (e. g. Alonso, 1981; Alonso y Mas, 1982). Su edad es del Cretácico Superior y afloran en forma de bandas alargadas de dirección NE-SO, paralelas a la orientación general de la cadena. Las deformaciones alpinas afectan tanto a los materiales del basamento como a los de la cobertera, originando en estos últimos pliegues monoclinales con vergencias al NO y SE, que frecuentemente aparecen erosionados.

Los materiales cenozoicos están ampliamente representados en ambas cuencas terciarias del Duero y Tajo, dispuestos tanto sobre unidades mesozoicas como sobre rocas del basamento, de forma discordante en

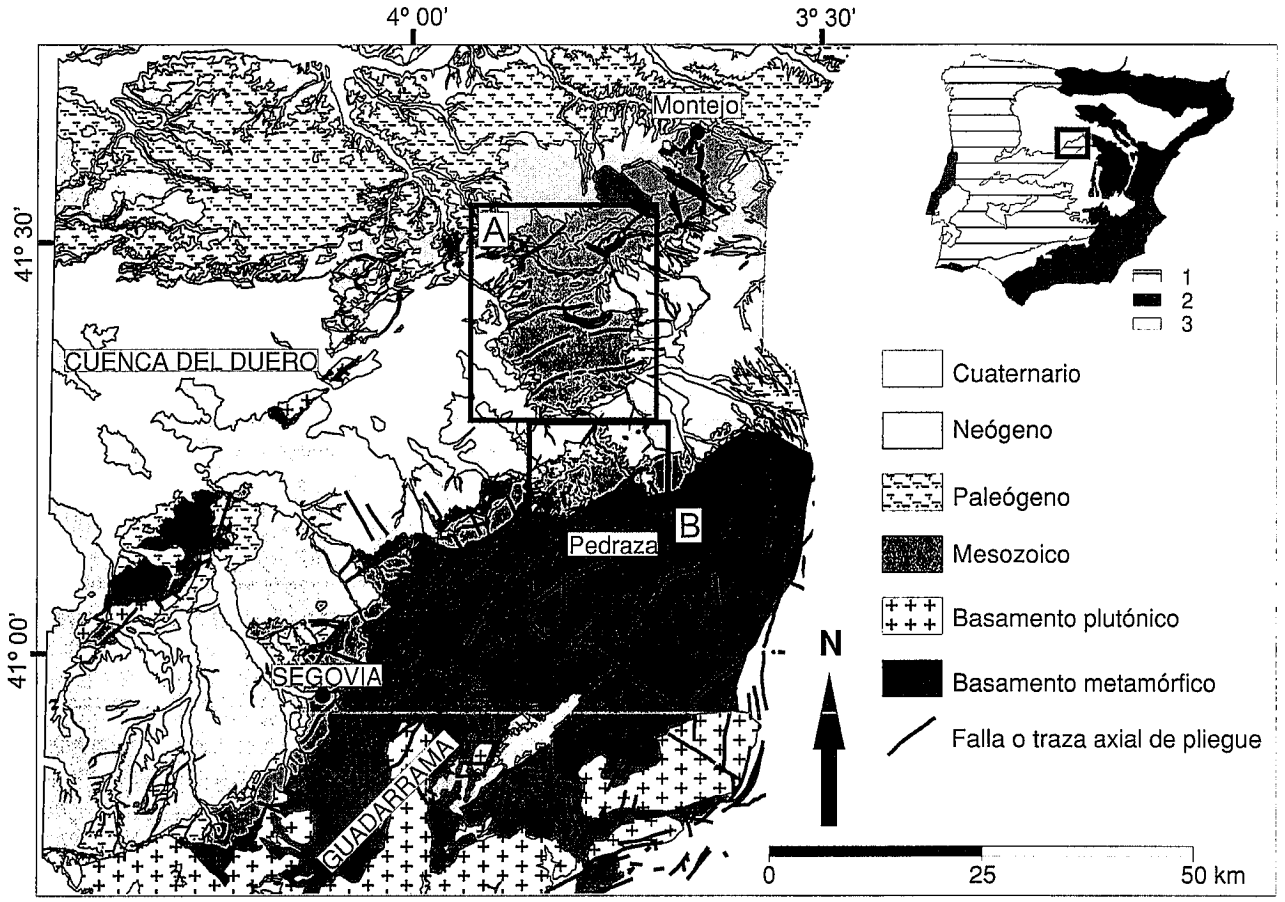


Figura 1.- Situación en la Península Ibérica de la zona de estudio y mapa geológico de la misma. En la figura de situación: 1, Macizo Hespérico, 2, cordilleras alpinas, 3, cuencas terciarias. En el mapa geológico de la zona de estudio, el recuadro A indica la situación del mapa de la figura 4, mientras que el B indica la situación del mapa de la figura 8.

ambos casos. Se trata de sedimentos siliciclásticos continentales originados en ambientes de abanicos aluviales, que provienen de la erosión del zócalo y de la cobertera cretácica (Portero *et al.*, 1979; CGS-IGME, 1985; Santisteban *et al.*, 1996; Mediavilla *et al.*, 1996; Arribas, 1982, 1986a y b; Arribas y Arribas, 1991; Alonso Zarza *et al.*, 1989; Rodríguez Aranda, 1995, entre otros) y en su mayor parte son de edad neógena. Los materiales paleógenos aparecen en los bordes de cuenca, y están afectados por los cabalgamientos alpinos. Por ello, estos sedimentos presentan buzamientos fuertes en las proximidades de estas estructuras, que van siendo menores al alejarse de ellas, hasta llegar a disponerse subhorizontales.

El objetivo del presente trabajo es caracterizar los pliegues que aparecen en la cobertera mesozoica y cenozoica y, mediante la aplicación de distintos modelos de pliegues de propagación de falla con basamento implicado, determinar el buzamiento de la falla inversa asociada a cada una de estas estructuras, así como el mecanismo de deformación responsable de su formación.

Síntesis tectónica

Dentro de la zona estudiada se pueden reconocer los efectos de las orogenias Hercínica y Alpina. Las estructuras generadas en la primera, han jugado un importante papel en la deformación asociada a la segunda.

La Orogenia Hercínica afectó a materiales de edad precámbrica y paleozoica mediante varias fases de deformación con desarrollo de pliegues, cizallas dúctiles y fábricas plano-lineares que se superponen en el tiempo y el espacio (Capote, 1983; González Lodeiro, 1981; González Casado, 1987; González Casado y Casquet, 1988; entre otros). A continuación, y con el nombre de deformaciones tardihercínicas, existen dos nuevas fases de deformación caracterizadas por la aparición de fallas de desgarre de orientación principal NE-SO y NO-SE (Capote, 1983; Capote *et al.*, 1987).

La Orogenia Alpina afectó a todos los materiales de la zona, siendo sus efectos muy visibles en las rocas de edad inferior al Mioceno superior. Es la responsable de la formación del Sistema Central y de las cuencas limítrofes, Duero y Tajo. Se pueden distinguir cuatro fases de deformación (Capote *et al.*, 1990) que se suceden en el tiempo e incluso llegan a solaparse. Su influencia es notoria en distintas zonas del centro peninsular (De Vicente *et al.*, 1994).

La principal fase de deformación alpina del Sistema Central es la llamada fase Guadarrama (Capote *et al.*, 1990). Su dirección de compresión oscila entre N140°-160°E, llegando a ser norte sur en la zona más occiden-

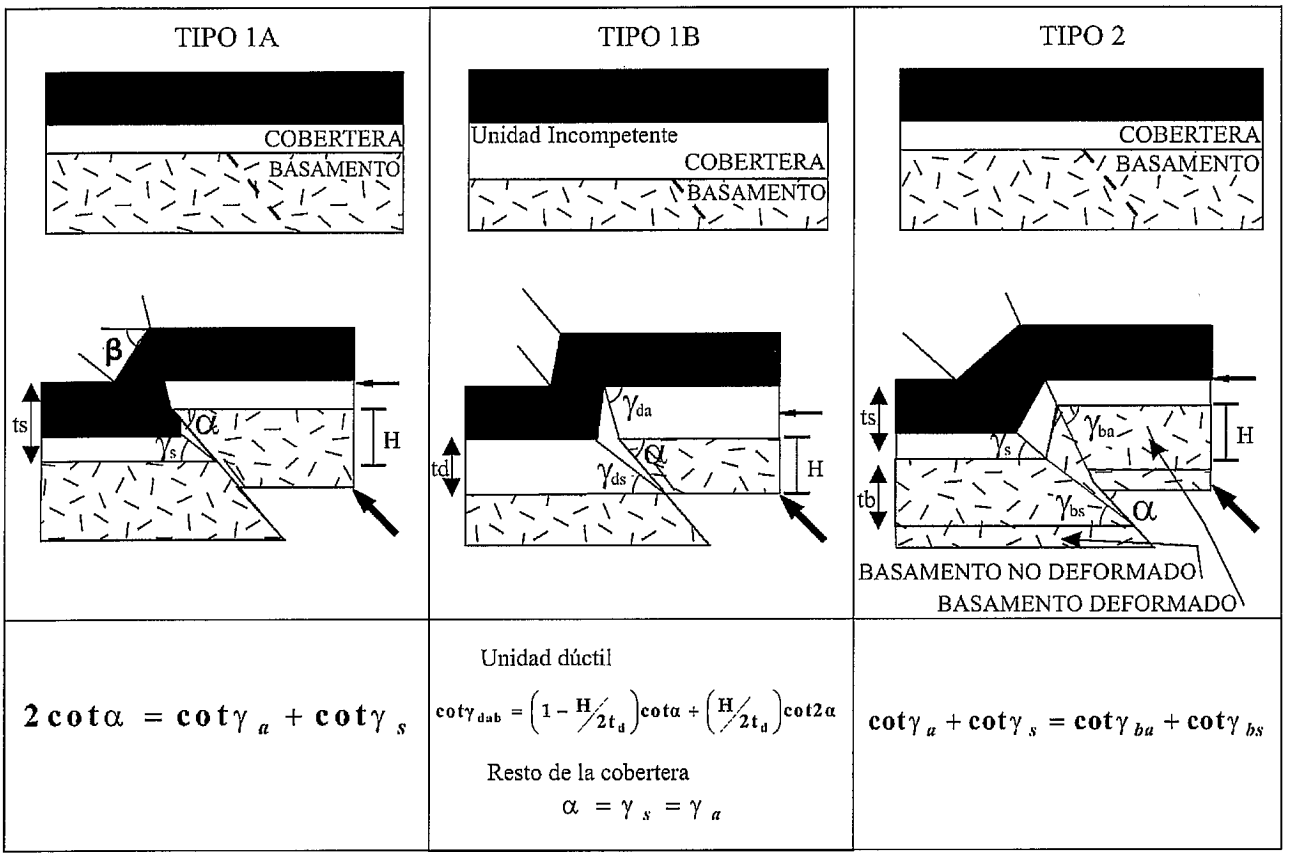


Figura 2.- Los tres tipos de pliegue de propagación de falla con basamento implicado descritos por Mitra y Mount (1998) en función del comportamiento mecánico de cobertera y basamento. Para cada uno de ellos, 1A, 1B y 2, se muestra su evolución cinemática y las ecuaciones que definen su geometría, así como los elementos geométricos usados en los modelos. Modificado de Mitra y Mount (1998).

tal del Sistema Central y genera cabalgamientos, desgarres y pliegues en la cobertera. Los cabalgamientos, de orientación media N60°E, corresponden a fallas tardihercínicas reactivadas o bien a discontinuidades hercínicas previas (De Vicente y González Casado, 1991). Los desgarres se disponen según dos direcciones principales: N10°E, de carácter sinestrorso y N140°E, dextrorso (De Vicente *et al.*, 1994). Los pliegues que se observan en la cobertera son de tipo monoclinal, con plano axial subparalelo a la dirección de la falla con la que están relacionados.

Esta fase tiene un periodo de actividad que comprende desde el Mioceno inferior al superior, con dos momentos de mayor progradación de las fases aluviales del relleno de la Cuenca de Madrid, y por tanto, de generación de relieve. Estos corresponden al Aragoniense medio y superior (Calvo *et al.*, 1989).

Diversos autores han propuesto una serie de modelos tectónicos para explicar la estructura del Sistema Central. De todos ellos, los más recientes (Warburton y Alvarez, 1989; De Vicente *et al.*, 1991, 1994 y 1996) parten de un modelo de cabalgamientos imbricados que afectan al zócalo y a la cobertera, dando lugar a una geometría general de *pop-up* cortical. Los primeros proponen la existencia de un despegue a 10 km de profundidad, sin que la superficie del Moho se vea afectada por la deformación alpina, mientras que los segundos admiten que la deformación frágil de la corteza superior se puede compensar en profundidad con un engrosamiento cortical que implica un descenso del límite corteza-manto, de manera que el acortamiento calculado por estos autores es de un 22%, acomodado lateralmente por fallas en dirección NO-SE dextrorsas y norte sur, sinestrorsas.

Modelos de pliegues de propagación de falla con basamento implicado

Distintos autores han propuesto modelos cinemáticos basados en las características geométricas de las estructuras compresivas pliegue-falla presentes en las Montañas Rocosas (Spang *et al.*, 1985, Erslev, 1991; Narr y Suppe, 1989 y 1994; Schmidt *et al.*, 1993 entre otros) así como en Pirineos (Alonso y Teixell, 1992). Estos modelos explican la evolución de estas estructuras de diversas maneras, desde el desarrollo de una zona de falla a lo largo de todo el flanco frontal del pliegue, con pequeños desplazamientos en el basamento a partir de superficies de discontinuidad subparalelas (Spang *et al.*, 1985), aparición de una zona de forma triangular con deformación por cizalla en la cobertera que es prolongación de una estrecha zona de falla en el basamento (Erslev, 1991), deformación en el flanco frontal del pliegue monoclinal causada por cizalla pura (Alonso y Teixell, 1992), o adaptación pasiva de la cobertera a un movimiento de bloques rígidos en el basamento (Schmidt *et al.*, 1993).

Todos estos modelos se desarrollan gracias al buen conocimiento que existe de las estructuras analizadas a partir de numerosos datos tanto de geología de superficie como, principalmente, de datos sísmicos y sondeos. Todos ellos han evolucionado rápidamente, de manera que si bien aparecieron como una explicación a estructuras generadas únicamente en secuencias sedimentarias, en los últimos años han llegado a describir la formación de pliegues monoclinales con presencia de basamento implicado en su núcleo. De los distintos modelos propuestos y debido a las características geométricas de las estructuras estudiadas en este trabajo y que se describirán posteriormente, se han utilizado únicamente los dos siguientes:

- Modelo con zonas triangulares de cizalla en la cobertera, con planos axiales que rotan progresivamente con la deformación (Mitra y Mount, 1998) (Fig. 2).
- Modelo de unión triple falla-falla-pliegue, con deformación por cizalla en el basamento (Narr y Suppe, 1994) (Fig. 3).

El modelo de Mitra y Mount (1998) considera varias posibilidades en función de si la deformación se encuentra restringida a la cobertera o afecta también al basamento, además de introducir también el comportamiento mecánico de la cobertera como factor determinante de la geometría final del pliegue. Se distinguen tres casos principales y las combinaciones posibles entre ellos. Los tres tipos se muestran en la Fig. 2.

- Tipo 1A: basamento fallado y cobertera acoplada y homogénea, sin diferencias de competencia importantes entre los materiales que la constituyen. La falla en el basamento da lugar a una deformación triangular en la cobertera, limitada por un plano axial anticlinal y otro sinclinal. A partir de ellos se van desarrollando nuevas superficies axiales, de manera que la zona de deformación aumenta su anchura y se va incorporando a ella nuevo material de la cobertera. Como consecuencia de la cizalla progresiva de la zona triangular, hay una transferencia de material desde el anticlinal hacia el sinclinal, de manera que la zona anticlinal es más propensa a experimentar extensión paralela a las capas, mientras que la zona sinclinal lo es a la compresión.
- Tipo 1B: basamento fallado y cobertera desacoplada y plegada. La cobertera se despega del basamento al existir un nivel de comportamiento más dúctil en la base de la secuencia sedimentaria, que acomoda los diferentes estilos de deformación entre el basamento y la cobertera, de manera que ésta se pliega por mecanismos de flexión y deslizamiento. Los planos axiales anticlinal y sinclinal, presentarán inicialmente el mismo buzamiento que la falla de basamento, y a medida que aumenta el desplazamiento de la falla dentro de este, los mismos planos axiales divergen en la parte inferior dúctil de la cobertera, mientras que en el resto de la misma se separan paralelamente al plano de falla, donde el buzamiento es constante.
- Tipo 2: basamento fallado e internamente deformado. Se caracteriza porque la zona triangular de deformación afecta también a la parte superior del basamento, de manera que el extremo de la falla en la etapa inicial del desarrollo de la estructura, se encuentra situado en la interfase entre cobertera y basamento. Al progresar la deformación, la zona de deformación en el basamento aumenta de anchura y se propaga hacia abajo.

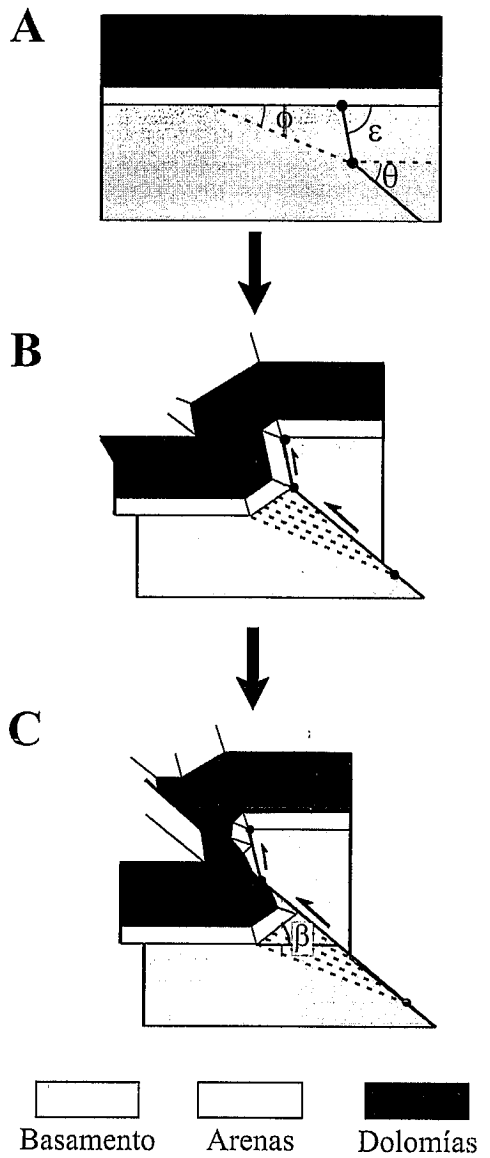


Figura 3.- Uno de los posibles desarrollos secuenciales de una estructura de pliegue monoclinal con basamento implicado, para una estratigrafía similar a la de la zona de estudio, según el modelo de falla-falla-pliegue de Narr y Suppe (1994). Modificado de Narr y Suppe (1994). En la figura se indican los elementos geométricos utilizados en la modelización.

El modelo de Narr y Suppe (1994), se basa en la cinemática de uniones triples falla-falla-pliegue (Fig. 3). Pretende dar una respuesta a numerosas complejidades observadas en estructuras con basamento implicado, como son la presencia de planos de falla con alto buzamiento cerca de la superficie junto a fallas con buzamiento moderado; la existencia de basamento rotado en algunas estructuras y el cambio de vergencia a lo largo de la dirección que se observa en algunos casos de

buzamiento elevado, así como la existencia dentro del basamento de estructuras anteriores que son reactivadas durante la compresión. Con estas premisas, se contempla el desarrollo de estructuras de plegamiento con basamento implicado, como el resultado de deslizamiento en sistemas de fallas compuesto por una unión triple falla-falla-pliegue, que reactivan una estructura más antigua. La geometría de la falla principal presenta un buzamiento más moderado en profundidad, aunque esto no ocurra necesariamente en todas las estructuras.

Teniendo en cuenta todo lo expuesto, este modelo intenta explicar las siguientes características comunes presentes en este tipo de estructuras:

- Generalmente son pliegues monoclinales.
- Se forman sobre una falla inversa en el basamento.
- El basamento se comporta como un bloque rígido, o bien se pliega.
- La falla principal puede desaparecer según progresa dentro de la cobertera.
- Los flancos frontales se forman por adaptación de la cobertera a un bloque de basamento fallado, a medida que este se eleva.
- La deformación en la cobertera se concentra en el flanco frontal, y puede implicar tanto acortamiento como extensión paralela a las capas.

Aplicación de los modelos al estudio de los pliegues de cobertera, en la zona norte del Sistema Central.

Debido a que el espesor de los materiales de la cobertera mesozoica disminuye hacia el sur y oeste de la zona, los pliegues se encuentran únicamente bien desarrollados en la zona noreste, entre el área de Pedraza y Montejo de la Vega (provincia de Segovia) (Fig. 1), y es en esta área donde se localizan los pliegues estudiados.

Todos estos pliegues tienen una serie de características comunes que nos llevan a interpretarlos como pliegues de propagación de falla con basamento implicado. Estas son las siguientes:

- Su geometría es monoclinal, con vergencia predominante al NO.
- La orientación general de los pliegues es de ENE-OSO a NE-SO, en coincidencia con las direcciones de las principales fallas inversas del área de estudio.
- Los pliegues muestran una geometría de tipo *kink*, con flancos rectos y charnelas angulares.
- La deformación se concentra en el flanco frontal de los pliegues monoclinales, con aparición de fracturas y brechificación.
- En muchos casos, los materiales del basamento aparecen en el núcleo de las estructuras de plegamiento, o bien su presencia se deduce a partir de relaciones cartográficas.
- Los trabajos previos de análisis poblacional de fallas (Capote *et al.*, 1990; De Vicente *et al.*, 1994) indican que la deformación alpina tuvo lugar como consecuencia de un régimen de esfuerzos compresivo.
- Tanto datos cartográficos como de campo muestran el carácter inverso de las fallas de orientación ENE-OSO y NE-SO, al superponer materiales de basamento sobre los de la cobertera.

A continuación se describen los pliegues para los cuales ha sido posible aplicar los distintos modelos anteriormente descritos. Los resultados obtenidos permiten conocer las características geométricas y cinemáticas de los pliegues asociados a la compresión alpina. La cartografía geológica que se muestra se ha obtenido tanto a partir de datos de mapas geológicos de la serie MAGNA elaborados por el ITGE, como de datos de campo propios de los autores.

Pliegue de Urueñas-Burgomillodo

Presenta una continuidad de varios kilómetros, con dirección predominante este-oeste (Fig. 4). En su extremo más oriental se caracteriza por ser un anticlinal de esta orientación y buzamiento medio para el flanco frontal de 50°N, valor que se incrementa hacia el oeste llegando incluso a quedar invertido. Este cambio de buzamiento parece coincidir con una falla de dirección NO-SE que desplaza el eje del sinclinal asociado de manera dextrorsa.

Esta estructura ha sido estudiada y modelizada en detalle en dos puntos: al sur de Urueñas, donde aparecen las arenas en facies Utrillas en su núcleo, y cerca de la presa de Burgomillodo, donde la dirección cambia a NE-SO y el flanco frontal presenta un mayor buzamiento que en la localidad anterior.

El pliegue de Urueñas (Fig. 4) tiene un eje subhorizontal de dirección N 91° E, con dos flancos claramente diferenciados. El flanco que buza al sur es muy tendido, con valores entre 2° y 5°, mientras que el flanco frontal varía su buzamiento entre 36° y 68°, siempre hacia el norte. Este presenta numerosas fracturas con direcciones N 140° E y N 175° E y buzamientos altos, que corresponden a desgarres dextrorsos.

En esta zona, los materiales cretácicos se apoyan directamente sobre el basamento constituido por ortoneises glandulares. Los materiales detríticos, constituidos por las arenas en facies Utrillas, llegan a aflorar en el núcleo de la estructura y sobre ellos se dispone una sucesión de algo más de 300 m de dolomías.

Se han podido aplicar dos modelos que concuerdan con los datos de campo. El primero de ellos es el de Mitra y Mount (1998), que predice un salto en la vertical para el techo del basamento de 350 m (Fig. 5). Los datos de campo indican la existencia de una variación en el buzamiento del flanco frontal, pero sin llegar éstos a permitir identificar si dicha variación es progresiva o si viene definida por planos de *kink*, diferenciándose por tanto dos posibles situaciones. En el primer caso, se ha supuesto que la variación en el buzamiento del flanco frontal del anticlinal corresponde a un aumento progresivo del mismo hacia niveles estratigráficamente inferiores de la cobertera, por lo que sus características concordarían con el modelo 1A de Mitra y Mount (1998). En el segundo caso se ha supuesto que dicha variación de buzamiento es debida a la existencia

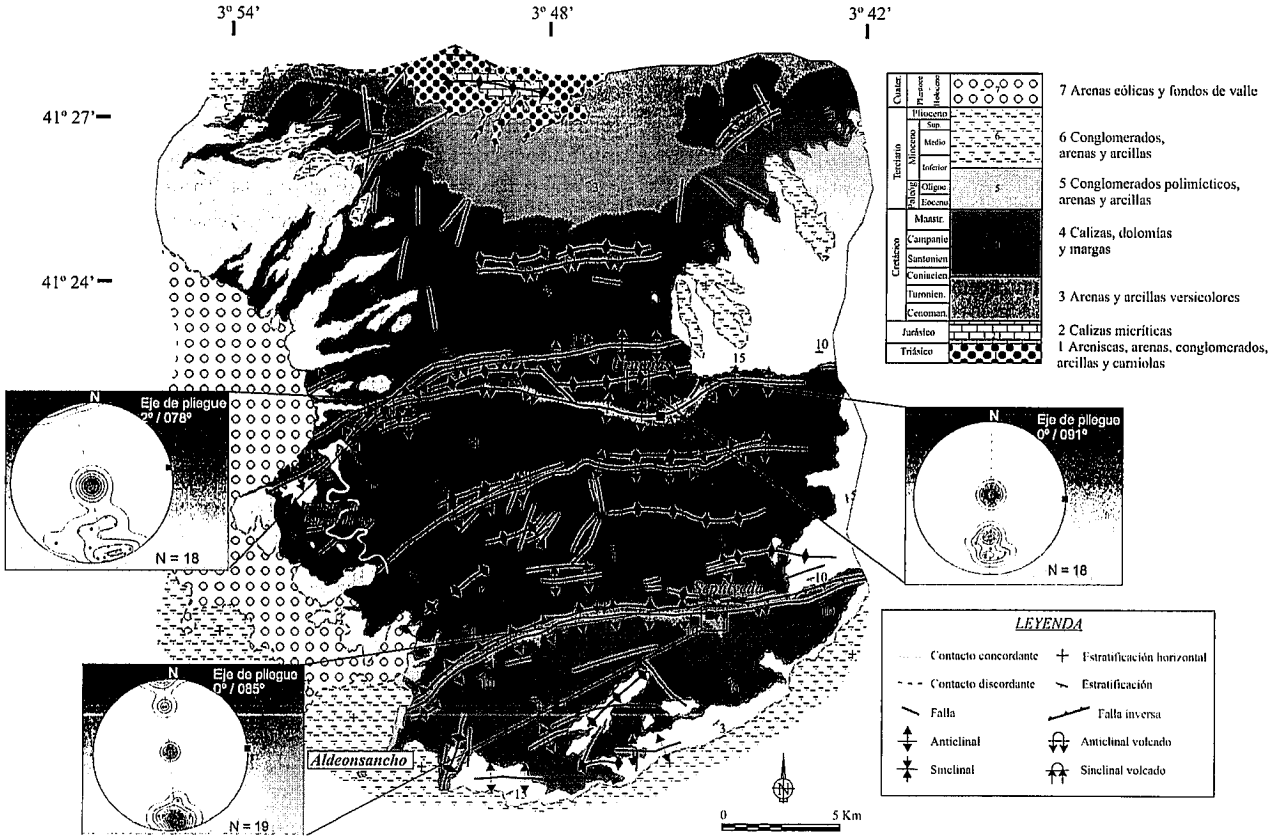


Figura 4.- Mapa geológico de la zona de Sepúlveda con la localización de los pliegues descritos en el texto y la proyección estereográfica de los polos de los planos de estratificación. En cada estereograma se indica el número de medidas de estratificación empleadas en la modelización.

de planos de *kink*, sin que su variación sea progresiva, concordando en este caso sus características con el modelo 1B de Mitra y Mount (1998).

Aplicando el modelo 1A se obtiene una solución aceptable para la estructura (Fig. 5a) donde, según los resultados aportados por el modelo, una falla inversa en el basamento con un buzamiento de 46°S habría originado el pliegue, en el que el buzamiento va aumentando desde los niveles dolomíticos superiores hasta las arenas en facies Utrillas inferiores, en concordancia con los datos de campo. Según el modelo, esta falla se habría propagado a través de la cobertera sedimentaria hasta casi los 200 m, con lo que no habría alcanzado la superficie. La transferencia de material desde el núcleo anticlinal hasta el sinclinal, habría dado lugar a un adelgazamiento de las unidades en el núcleo del anticlinal y a un aumento de potencia de las mismas debajo de la falla inversa. Como resultado de las asunciones del modelo, ésta falla inversa desplazaría el basamento en forma de cuña sin deformación interna, superponiendo los ortoneises sobre arenas y dolomías cretácicas. En la Fig. 5 se muestra una tabla que presenta los valores numéricos para los elementos geométricos de este modelo. El buzamiento del plano axial anticlinal sería de 82° y el del sinclinal, 29°.

La restitución del corte realizada mediante la compensación de áreas en el triángulo de materiales de cobertera comprendido entre los planos axiales anticlinal y sinclinal (Fig. 5a), muestra un grado de acortamiento parecido entre el basamento y la unidad arenosa inferior, mientras que para las dolomías superiores presenta un valor mayor. El error entre las áreas en el estado deformado y no deformado es inferior al 10%. El acortamiento para el basamento es de 300 m en 3.800 m, casi igual que el de las arenas, mientras que las dolomías muestran un acortamiento cercano a 450 m en la misma distancia.

Otra posible solución para el mismo pliegue es considerar el nivel inferior de arenas con un comportamiento más dúctil que el conjunto carbonatado superior, de forma que las arenas experimentarían mayor deformación producida por el movimiento de la falla inversa en el basamento, mientras que las dolomías se plegarían por flexión y deslizamiento dando lugar a un pliegue monoclinal, cuyos planos axiales serían paralelos a la falla. Estas son las características del modelo 1B de Mitra y Mount (1998).

Al aplicar este modelo, la solución también concuerda bien con los datos de campo (Fig. 5b) de buzamientos y posición de los planos axiales. En este caso, el nivel inferior de arenas presenta las mismas relaciones geométricas que el modelo anterior, entre los planos axiales y la falla de basamento. Los planos axiales, en el límite con las unidades dolomíticas, pasan a ser paralelos entre si y también a la falla. Sin embargo, como se observa en el campo una variación de buza-

miento en las unidades dolomíticas, es necesaria la existencia de dos planos axiales que divergen a partir del sinclinal en el límite arenas-dolomías. Uno de ellos se prolongaría en los materiales dolomíticos más competentes, con el mismo buzamiento que en la unidad arenosa, mientras que el otro tendría el mismo valor de buzamiento que la falla de basamento. Por tanto, el flanco frontal del anticlinal presentará dos dominios de buzamiento, siendo de mayor valor el que se encuentra más próximo a la falla. Esta asunción es compatible con los datos de campo.

El modelo predice que la falla se prolonga a través de la cobertera hasta los 250 m, todavía por debajo del nivel de erosión actual.

Una vez retrodeformada la estructura (Fig. 5b), se obtiene una mayor semejanza entre el acortamiento del basamento del nivel arenoso inferior y el dolomítico superior, con muy poca diferencia entre ellos. Este es de 275 m en una longitud inicial de 3.800 m.

El tercer modelo que puede aplicarse es el de Narr y Suppe (1994). Con los mismos datos de campo, se llega a la solución mostrada en la Fig. 5c, según la cual el modelo predice una falla en el basamento con buzamiento de 46°S que aumenta su valor cerca de la superficie. Dicha falla generaría un pliegue monoclinal en la cobertera cuyo flanco frontal presentaría dos dominios de buzamiento separados por dos superficies axiales, las cuales convergen en el extremo superior del bloque de techo del basamento. En la parte inferior del pliegue aparecería una pequeña cuña de basamento cizallado. En esta solución, no es necesaria la prolongación de la falla de basamento a lo largo de la cobertera sedimentaria, pero sí se produce una variación de espesor en ella debido al cambio de buzamiento del contacto basamento-cobertera en el estado deformado. El valor de acortamiento estimado es de 270 m sobre una longitud inicial de 3.800 m (Fig. 5c), casi idéntico al de la solución propuesta para este pliegue con el modelo 1B de Mitra y Mount (1998) y muy parecido al de la primera, lo que indica una buena correspondencia entre los resultados obtenidos por los distintos métodos, y entre estos y los datos de campo.

El pliegue de Burgomillodo (Fig. 4) se observa cerca de la cerrada del embalse de Burgomillodo, en la carretera entre Burgomillodo y Castrillo de Sepúlveda y constituye la prolongación hacia el oeste de la estructura anterior. Su dirección es NE-SO y el flanco frontal presenta un mayor buzamiento que en el caso anterior. Su eje tiene una inmersión de 2° hacia N 78° E, con un flanco sur buzando 2°- 6° al sur y un flanco frontal cuyo buzamiento varía entre 38° y 87° al norte, con una intensa deformación que se manifiesta en brechificación de las dolomías y pequeñas fallas inversas que cortan a los planos de estratificación con una geometría de rampas y rellanos, oscilando entre los 20° y 35° de buzamiento. También se observan fallas de desgarre con altos buzamientos y dirección N 175° E, así como numerosas estrías con cabeceos próximos a 90° sobre las superficies de estratificación, sugiriendo un mecanismo de plegamiento por flexión y deslizamiento banco sobre banco.

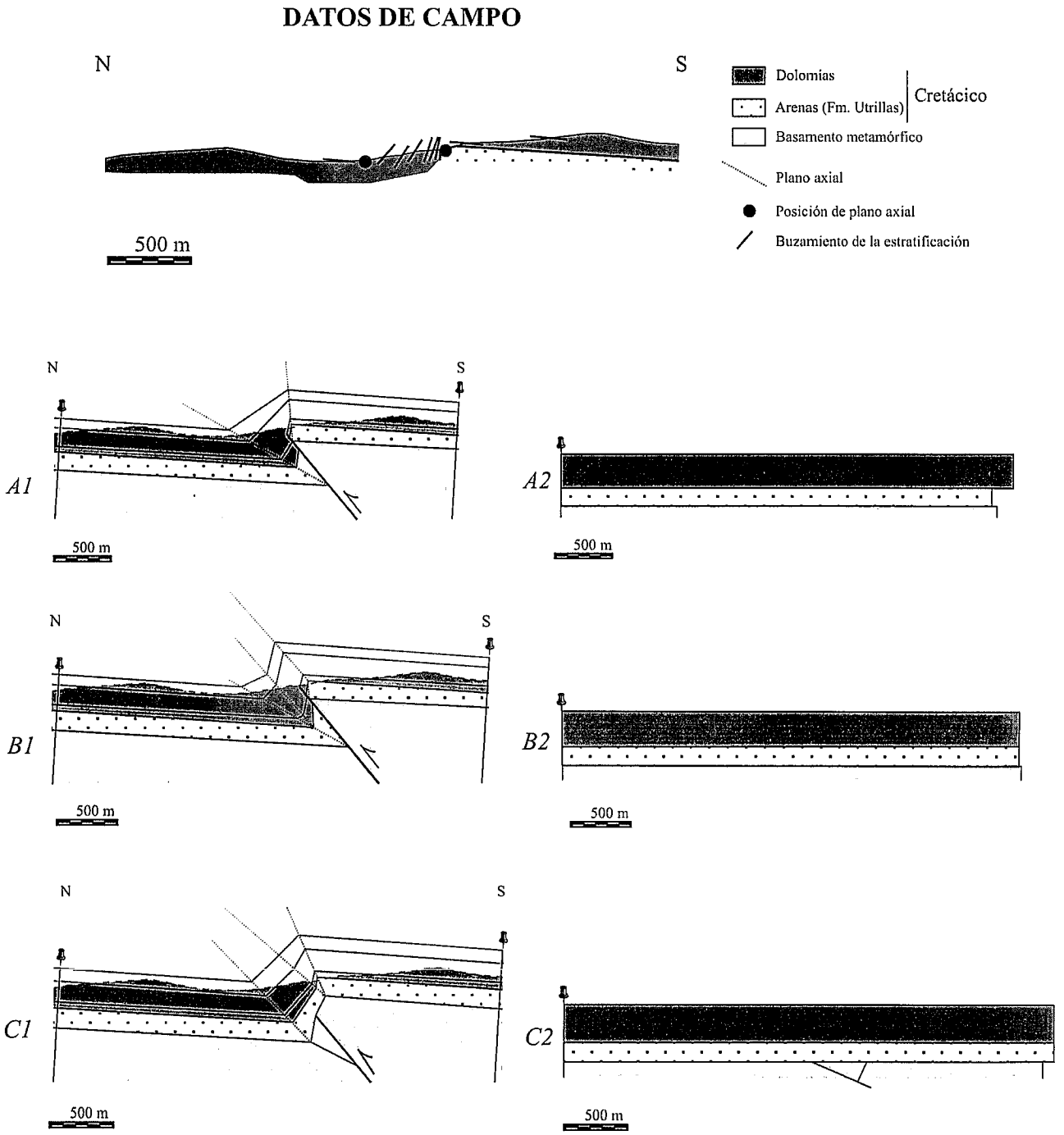
El salto vertical del techo del basamento, determinado a partir del corte geológico de la estructura, es de 375 m y se pueden aplicar a los datos de campo los casos 1A y 1B del modelo de Mitra y Mount (1998). Si se considera que la variación de buzamiento del flanco frontal es progresiva, se pueden utilizar las relaciones geométricas descritas para el caso de una cobertera homogénea (modelo 1A). Así se obtiene la solución mostrada en la Fig. 6a. En ella se observa que la falla inversa en el basamento tendría un buzamiento de 58°S, dando lugar a una cuña sin deformación interna que llega a superponer el basamento sobre las arenas y dolomías cretácicas. El buzamiento del plano axial anticlinal sería de 87° mientras que el del sinclinal sería de 40°. La falla se propagaría a través de la cobertera unos 50 m por encima del techo de las arenas en facies Utrillas, sin llegar a cortar el nivel de erosión actual. Las unidades afectadas por la falla presentan un adelgazamiento en la zona del anticlinal y un engrosamiento en el núcleo del sinclinal cabalgado por el basamento.

La restitución de esta estructura (Fig. 6a) proporciona unos valores de acortamiento similares para el basamento y la unidad arenosa, de 180 m sobre una longitud inicial de 2.650 m, y un poco mayores para las unidades dolomíticas, de 260 m sobre una longitud inicial de 2.735 m.

A partir de los mismos datos de campo, pero considerando que la unidad arenosa inferior se comporta de manera más dúctil que las dolomías (modelo 1B), se llega a la solución que muestra la Fig. 6b. Para un mismo salto vertical de la falla de basamento, su buzamiento sería de 51°S, siendo las arenas las que absorberían la mayor parte de la deformación, con un aumento de espesor en el núcleo del sinclinal. Los valores de buzamiento de los planos axiales anticlinal y sinclinal para la unidad arenosa serían de 130° y 22° respectivamente. La falla se propagaría 50 m sobre el techo de las arenas, sin alcanzar el nivel de erosión actual. Por encima de este nivel mas dúctil, las dolomías se plegarían por flexión y deslizamiento, originando un monoclinal con planos axiales buzando paralelamente a la falla de basamento.

Al deshacer la deformación producida por la falla inversa (Fig. 6b), se obtiene una buena coherencia entre los valores de acortamiento de basamento y cobertera, mayor que en la solución anterior. Basamento y arenas cretácicas sufren un acortamiento de 290 m sobre una longitud inicial de 2.760 m, mientras que en las dolomías el acortamiento es de 300 m sobre una longitud inicial de 2.790 m. Al igual que en el pliegue de Urueñas, aunque ambas soluciones son posibles, este último modelo parece ser mas coherente a nivel regional.

La aplicación del modelo de Narr y Suppe (1994) se muestra en la Fig. 6c. Una solución aceptable se consigue con una falla inversa en el basamento buzando 54°S, que genera un pliegue monoclinal en la cobertera con un plano axial que separa dos zonas con buzamien-

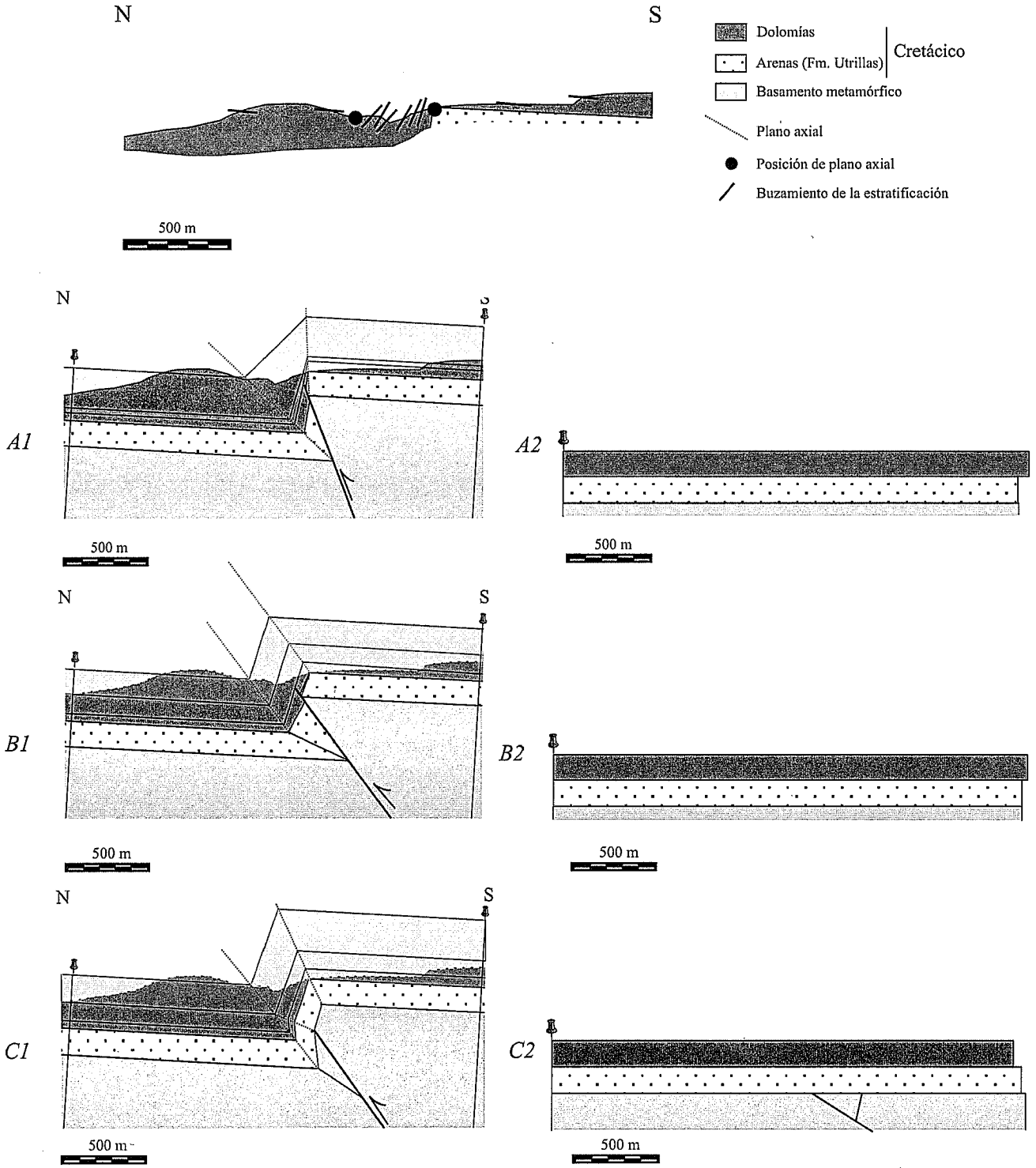


RESUMEN DE RESULTADOS

SOLUCIÓN A		SOLUCIÓN B		SOLUCIÓN C	
γ_a	82°	γ_a	82°	ϵ	113°
γ_s	29°	γ_s	29°	β	84°
α	46°	α	46°	ϕ	25°
H	350 m	H	350 m	ϑ	46°
Stip	197 m	Stip	250 m	H	350 m

Figura 5.- Soluciones aportadas por los distintos modelos para el pliegue de Urueñas. Los elementos geométricos están descritos en las figuras 2 y 3. En esta figura y las siguientes, se ha realizado un esquema con los datos de campo (posición de planos axiales, síntesis de los buzamientos medidos, materiales que afloran...). "Stip" es la distancia que la falla de basamento se propaga a través de la cobertera. En gris claro se indica la reconstrucción de la parte de la estructura erosionada. A1: Solución aportada por el modelo 1A de Mitra y Mount (1998). A2: estado restaurado. B1: Solución aportada por el modelo 1B de Mitra y Mount (1998). B2: estado restaurado. C1: Solución aportada por el modelo de Narr y Suppe (1994). C2: estado restaurado.

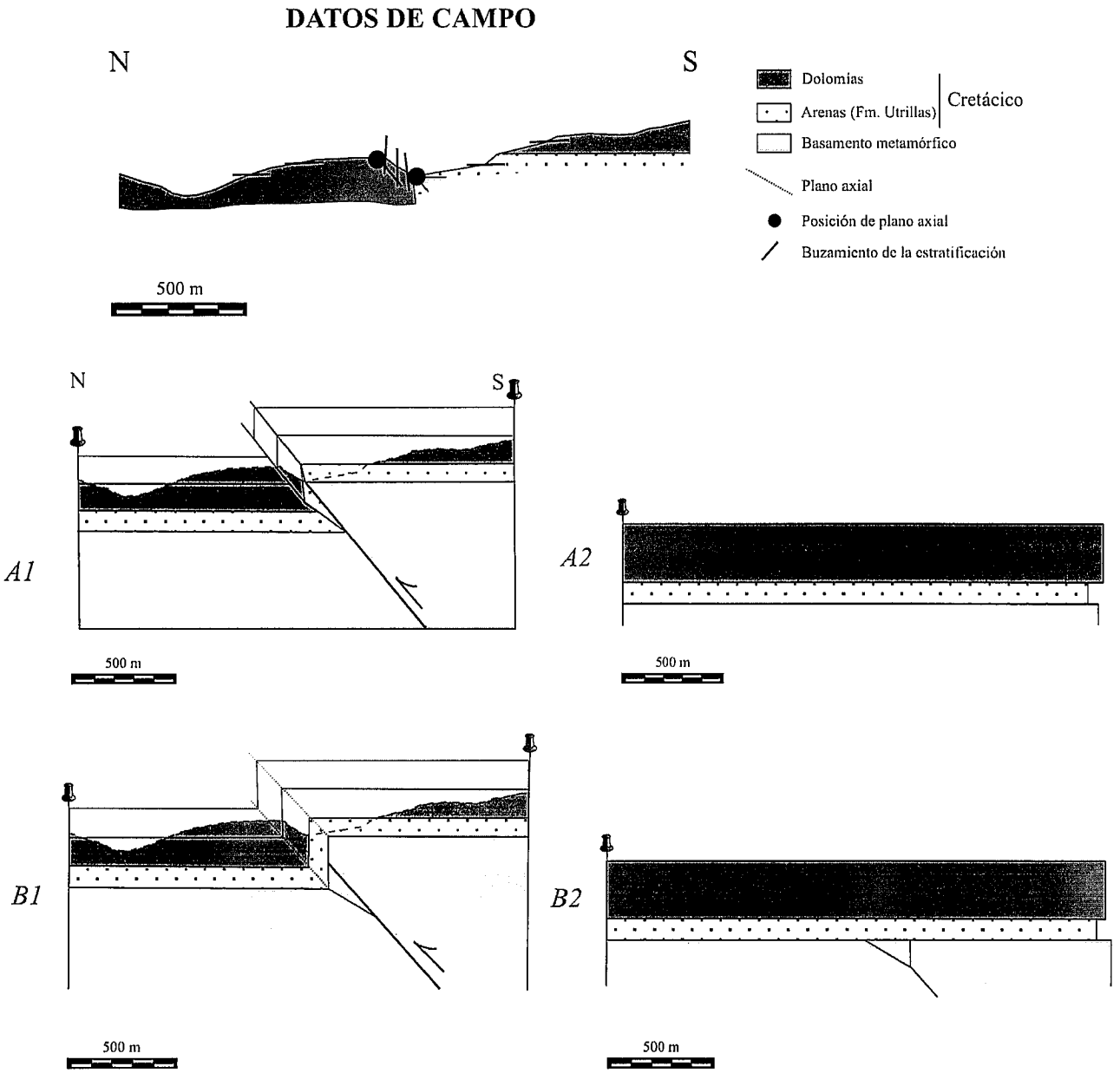
DATOS DE CAMPO



RESUMEN DE RESULTADOS

SOLUCIÓN A		SOLUCIÓN B		SOLUCIÓN C	
γ_a	87°	γ_a	130°	ϵ	102°
γ_s	40°	γ_s	22°	β	100°
α	58°	α	51°	ϕ	33°
H	375 m	H	375 m	ϑ	54°
Stip	217 m	Stip	205 m	H	375 m

Figura 6.- Soluciones aportadas por los distintos modelos para el pliegue de Burgomillodo. A1: Solución aportada por el modelo 1A de Mitra y Mount (1998). A2: estado restaurado. B1: Solución aportada por el modelo 1B de Mitra y Mount (1998). B2: estado restaurado. C1: Solución aportada por el modelo de Narr y Suppe (1994). C2: estado restaurado.



RESUMEN DE RESULTADOS

SOLUCIÓN A		SOLUCIÓN B	
γ_a	75°	ϵ	88°
γ_s	36°	β	90°
α	51°	ϕ	25°
H	250 m	ϑ	48°
Stip	117 m	H	250 m

Figura 7.- Soluciones aportadas por los distintos modelos para el pliegue de Sepúlveda. A1: Solución aportada por el modelo 1B de Mitra y Mount (1998). A2: estado restaurado. B1: Solución aportada por el modelo de Narr y Suppe (1994). B2: estado restaurado.

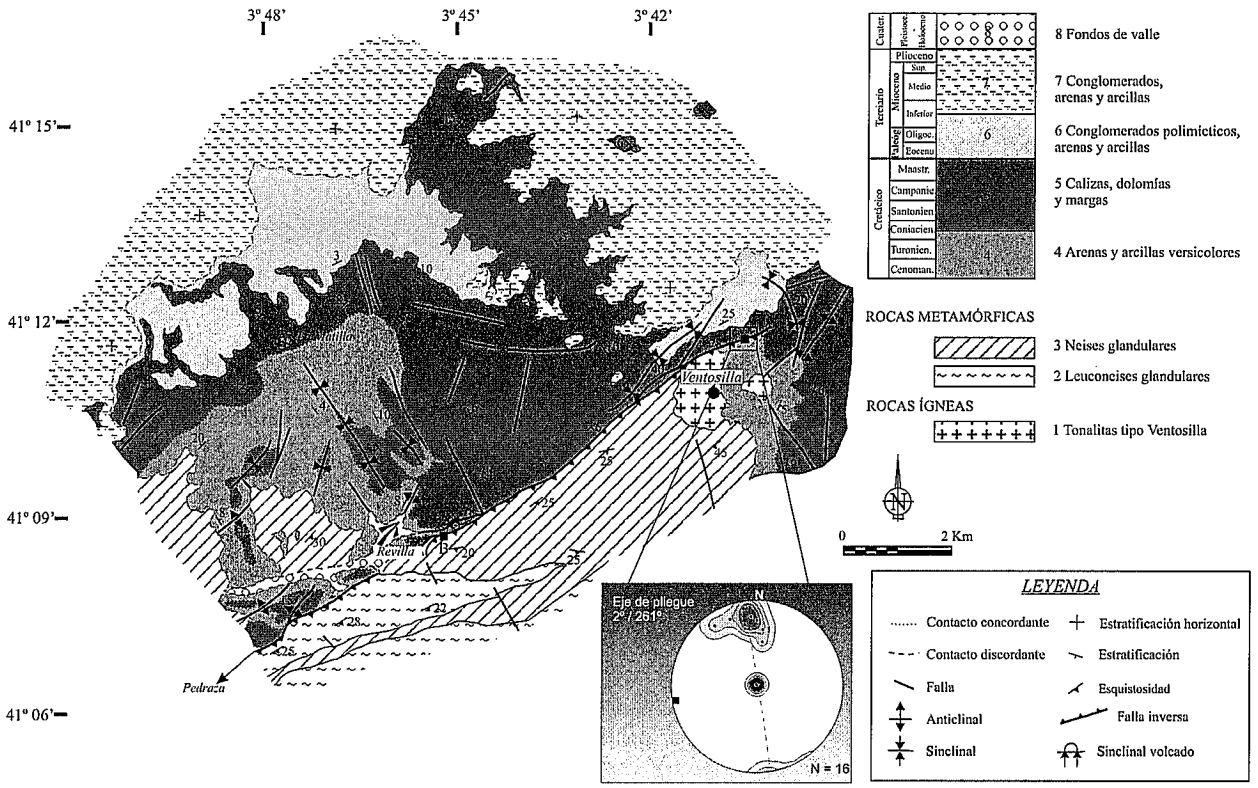


Figura 8.- Mapa geológico de la zona de Ventosilla con la localización del pliegue monoclinal descrito en el texto y la proyección estereográfica de los polos de los planos de estratificación de ambos flancos.

to distinto dentro del flanco frontal, con un mayor buzamiento en la zona de núcleo sinclinal. El plano axial nace en el punto que separa los basamentos deformado y no deformado, y se une con el del sinclinal dentro de la serie dolomítica. Así, no es necesario un cambio de espesor importante en la cobertera ni en la prolongación de la falla de basamento en dichas unidades.

Al restaurar la estructura (Fig. 6c), el valor de acortamiento obtenido para el basamento y las arenas cretácicas es de 200 m en 2.680 m, un valor algo inferior al de la unidad dolomítica, con 270 m sobre una longitud inicial de 2.750 m.

Comparando las soluciones obtenidas con los resultados para el mismo pliegue cerca de Urueñas, el acortamiento en la zona de Burgomillodo es ligeramente superior y el buzamiento de la falla algo mayor, lo que concuerda con los datos de campo.

Pliegue de Sepúlveda

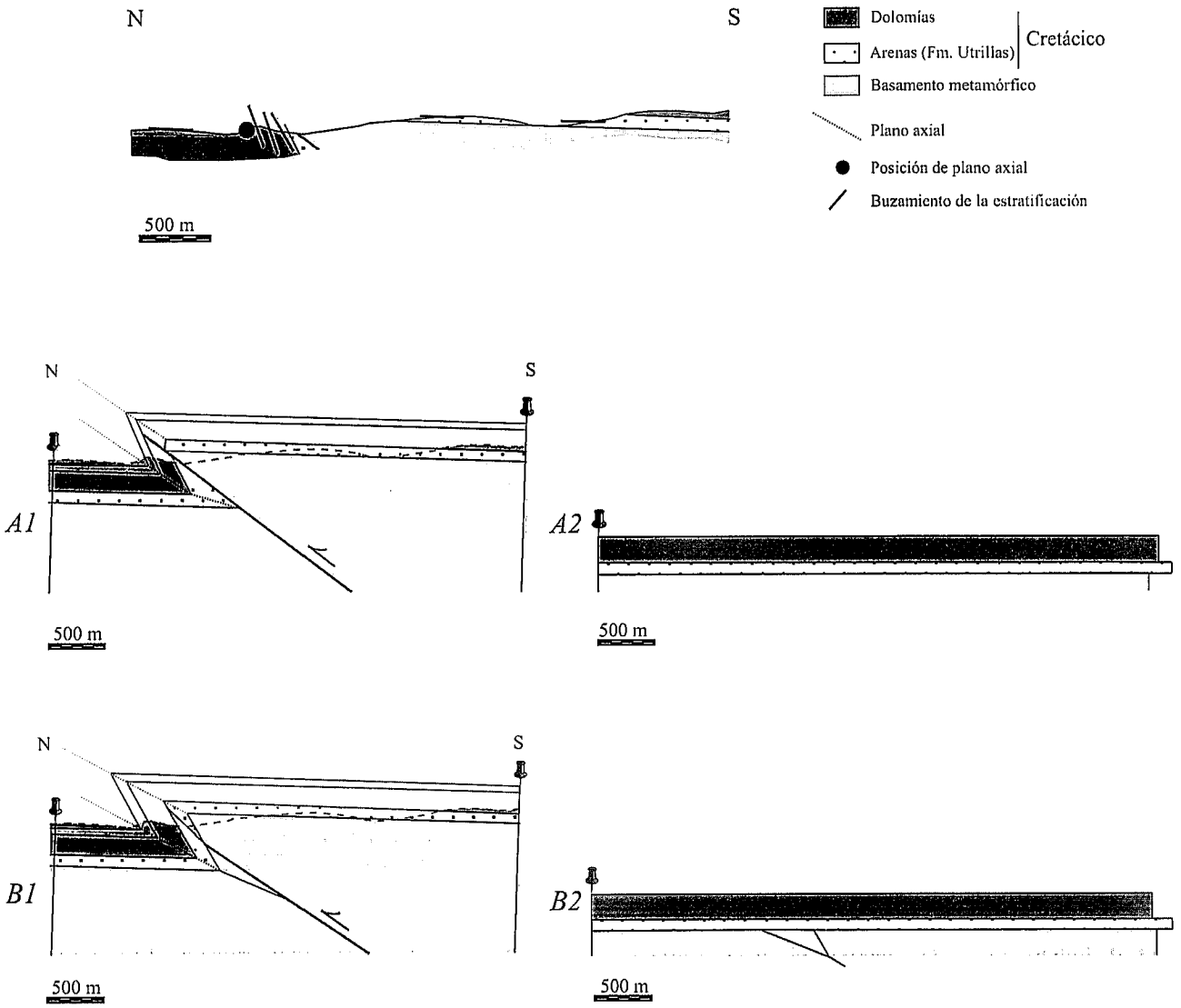
Su dirección es ENE-OSO a E-O durante la mayor parte de su trazado, extendiéndose desde unos 5 km al este de Sepúlveda hasta desaparecer bajo los materiales terciarios cerca de la localidad de Aldeonsancho (Fig. 4). Se trata de una pareja anticlinal-sinclinal en la que el primero muestra geometría monoclinal con el flanco frontal subvertical, llegando a invertirse ligeramente al este de Sepúlveda. En el núcleo del pliegue afloran ortoneises glandulares del basamento debajo de las arenas cretácicas de la cobertera.

En las proximidades de la localidad que le da nombre, el pliegue presenta un eje subhorizontal con dirección N 85° E. El flanco sur es muy homogéneo, con buzamientos entre 3° y 5° al sur, mientras que el flanco norte presenta una escasa dispersión en torno a un valor de 87° al norte. Esta homogeneidad en los valores nos lleva a descartar en este caso el modelo 1A de Mitra y Mount (1998), ya que en este modelo los buzamientos no son constantes sino que varían progresivamente, mientras que el modelo 1B de los mismos autores se ajusta mejor a la geometría observada. En la Fig. 7a se muestra la solución obtenida por este modelo.

El salto para el techo del basamento, determinado a partir del corte geológico, es de 250 m. Hay que destacar que el sinclinal asociado, tal y como se observa en campo, está fallado en su núcleo mediante una falla inversa que ha producido un salto en las unidades dolomíticas de unos 50 m, por lo que el salto total sería la suma de un ascenso en el basamento que sería absorbido por la generación del monoclinal en la cobertera, y al continuar el acortamiento, la estructura no podría seguir acomodándolo mediante plegamiento, por lo que se rompería a lo largo del plano axial sinclinal acumulando 50 m más de salto en la vertical. En los modelos que se describen a continuación, se muestra el resultado obtenido una vez eliminado el efecto de la falla inversa que afecta al sinclinal, ya que dicha falla es posterior al desarrollo del pliegue.

Según el modelo, la falla en el basamento tendría un

DATOS DE CAMPO



RESUMEN DE RESULTADOS

SOLUCION A		SOLUCION B	
γ_a	110°	ϵ	58°
γ_s	15°	β	123°
α	31°	ϕ	21°
H	500 m	ϑ	32°
Stip	365 m	H	500 m

Figura 9.- Soluciones aportadas por los distintos modelos para el pliegue de Ventosilla. A1: Solución aportada por el modelo 1B de Mitra y Mount (1998). A2: estado restaurado. B1: Solución aportada por el modelo de Narr y Suppe (1994). B2: estado restaurado.

buzamiento de 51°S, superponiendo una cuña de basamento sin deformación interna sobre las arenas cretácicas. El extremo superior de esta cuña estaría cerca del nivel de erosión actual. El buzamiento de los planos axiales en el nivel arenoso inferior de la cobertera, mas dúctil, sería de 75° para el anticlinal y de 36° para el sinclinal. La falla se propagaría en la cobertera sin llegar a alcanzar el nivel dolomítico superior, lo que concuerda con los datos de campo. Las unidades dolomíticas acomodarían la deformación mediante plegamiento por flexión y deslizamiento, desarrollando planos axiales paralelos a la falla de basamento.

Restaurada la estructura (Fig. 7a), los valores de acortamiento son muy semejantes para los tres conjuntos litológicos, de 230 m sobre una longitud inicial de 2.350 m.

También se obtiene una buena solución utilizando el modelo de Narr y Suppe (1994) (Fig. 7b). Esta estructura puede explicarse mediante una falla de basamento con buzamiento 48°S, que cerca de la superficie pasa a ser subvertical.

Los valores de acortamiento obtenidos al retrodeformar la estructura (Fig. 7b), son semejantes a los del modelo anterior, con un total de 200 m sobre una longitud inicial de 2.320 m.

Pliegue de Ventosilla

Se trata de un pliegue asociado a una falla inversa visible en superficie, y se extiende con una orientación NE-SO desde el norte de la localidad de Ventosilla hasta la de Pedraza (Fig. 8). La falla superpone materiales del basamento sobre sedimentos cretácicos de la cobertera. Su salto en la vertical ha de ser más importante que en los casos anteriores, ya que el pliegue ha sido desmantelado por la erosión en gran parte, de manera que ha desaparecido el flanco trasero del monoclinal. La modelización se ha realizado al oeste de la localidad de Ventosilla, donde se presenta como un pliegue muy apretado con el flanco frontal invertido y vergencia al norte. El sinclinal asociado desaparece bajo la falla inversa cabalgado por materiales de basamento, y sólo se observa al noroeste de Ventosilla y cerca de la localidad de Revilla. Asociados a la falla inversa principal, existen numerosas fallas y pliegues menores.

El eje del pliegue tiene una inmersión de 2° hacia N 261° E. El flanco sur muestra buzamientos entre 2° y 4° al sur, mientras que en el flanco norte se agrupan en torno a 65° al sur, siempre ligeramente invertido.

A la vista de las características geométricas del pliegue, parece adecuada la utilización del modelo 1B de Mitra y Mount (1998), como se muestra en la Fig. 9a. La geometría para el basamento es la de una cuña sin deformación interna, definida por una falla inversa con buzamiento de 31° hacia el sur. El salto en la vertical estimado a partir de los datos geológicos, es de 500 m. Los planos axiales anticlinal y sinclinal para el nivel arenoso más dúctil de la cobertera, tienen buzamientos de 110° y 5° al sur respectivamente, mientras que en el nivel dolomítico, el buzamiento para el flanco frontal es de 62° al sur, lo que coincide con los datos de campo, y los planos axiales serían paralelos a la falla inversa del basamento. Esta se propagaría por la cobertera desapareciendo muy por encima del nivel de erosión actual, hecho también corroborado por los datos de campo.

Este modelo implica un importante aumento del espesor de las arenas cretácicas en el núcleo del sinclinal, lo que ha creado problemas a la hora de realizar la compensación de áreas de la estructura. Para un buzamiento de 31° S predicho por el modelo, se produce un excesivo aumento del espesor, por lo que se ha tomado un valor final de 36°S con el que se obtiene un mejor ajuste al restaurar la estructura (Fig. 9a), ya que este valor es el observado en el campo para esta misma falla, cerca de la localidad de Revilla (Fig. 8). El basamento y las dolomías cretácicas han sufrido un acortamiento similar, aproximadamente 670 m sobre una longitud inicial de 4.900 m, mientras que el nivel de arenas presenta un exceso de área que correspondería a un mayor grado de acortamiento, de 880 m sobre una longitud inicial de 5.100 m.

El modelo de Narr y Suppe (1994), también presenta una solución coherente con los datos de campo (Fig. 9b). Correspondería a una falla de basamento con un buzamiento de 32°S que aumentaría hasta 58° cerca de la superficie, y que se propagaría por la cobertera cretácica aumentando su buzamiento, al menos hasta el límite entre las arenas y las dolomías, por encima del nivel de erosión actual. Una pequeña cuña triangular en el basamento sufriría deformación por cizalla, pero las arenas no experimentarían el importante cambio de espesor en el sinclinal que predice el modelo anterior. En una etapa tardía de desarrollo del pliegue, la falla de basamento que limita la zona de deformación por cizalla en su parte superior se propagaría a través de la cobertera dando lugar a la superposición de los materiales del basamento sobre ella.

Al restaurar la estructura (Fig. 9b) se observa que, igual que en el caso anterior, basamento y cobertera dolomítica muestran un grado muy similar de acortamiento, de 860 m sobre una longitud inicial de 5.100 m, mientras que las arenas presentan un exceso de área que da lugar a un valor de acortamiento algo superior, 1.030 m sobre una longitud inicial de 5.275 m.

Discusión

En los apartados anteriores, se ha mostrado el resultado obtenido al aplicar distintos modelos de pliegues de propagación de falla con basamento implicado a todas aquellas estructuras de plegamiento que ofrecían suficientes datos de campo para su modelización. En los distintos ejemplos expuestos en este trabajo, se puede comprobar cómo a partir de los mismos datos de campo y según el modelo aplicado, se obtienen soluciones diferentes, pero todas ellas válidas, como sucede en el caso de los pliegues de Urueñas y Burgomillodo.

Aunque los valores de buzamiento para la falla inversa obtenidos a partir de los distintos modelos, no son muy distintos entre si para cada caso particular, sí existe una diferencia importante en el tipo de deformación experimentado por el basamento, ya que éste puede fracturarse sin deformación interna, o bien experimentar una deformación por cizalla concentrada en una zona determinada. Sin embargo, la zona donde existe esta diferencia en cuanto a la deformación por cizalla, corresponde normalmente a niveles situados por debajo del nivel de erosión actual, por lo que no es posible efectuar observaciones directas que permitan decidir cual es el modelo válido, en el caso en que varios de ellos sean aplicables a la estructura. Por otro lado, las condiciones de afloramiento y el reducido tamaño de los flancos frontales de los pliegues monoclinales en muchos casos, así como su grado de deformación, hacen que no sea posible determinar si existe una variación progresiva en el buzamiento de las unidades de cobertera en ellos, o bien se trata de zonas delimitadas por superficies axiales con buzamiento homogéneo. Es por ello que son aplicables distintos modelos a una misma estructura.

A pesar de estas incertidumbres, el estudio de los datos de campo aportan una visión más completa de la que existía hasta la actualidad de la geometría, tanto superficial como subterránea, de este tipo de estructuras de plegamiento alpinas.

Un hecho que conviene destacar tanto en el modelo de plegamiento como en su geometría final, es el papel que desempeña el espesor de los materiales de cobertera con un mayor comportamiento dúctil, es decir, las arenas en facies Utrillas. Si bien tanto el modelo de tipo 1A como el 1B de Mitra y Mount (1998) han podido ser aplicados a los pliegues de Urueñas y Burgomillodo, en ambos parece una solución mejor definida globalmente la que ofrece el modelo 1B, mientras que es este modelo el que claramente concuerda de manera más satisfactoria con los datos de campo para el caso de los pliegues de Sepúlveda y Ventosilla. En todos los casos, las arenas en facies Utrillas muestran un espesor superior a los 100 m, y podría existir un control estratigráfico en cuanto al tipo de deformación y geometría de los pliegues de cobertera presentes en el borde norte del Sistema Central, de manera que cuando la unidad de arenas cretácicas tiene una potencia suficientemente importante, permite un cierto desacople entre el basamento y los materiales dolomíticos cretácicos. Todo ello sin olvidar que el modelo de Narr y Suppe (1994) también ha aportado soluciones válidas.

Conclusiones

El borde norte del Sistema Central presenta una serie de pliegues monoclinales asociados a fallas inversas, ambos con dirección general ENE-OSO a este-oeste. Estos pliegues, muy asimétricos, tienen vergencia al norte o al noroeste, con un flanco tendido de buzamiento comprendido entre 2° y 5° y un flanco frontal muy deformado y fracturado, subvertical o ligeramente invertido. Cuando las condiciones de afloramiento lo permiten, se observa la existencia de basamento en el núcleo de estos pliegues. Su similitud geométrica con los pliegues de propagación de falla con basamento implicado definidos en las Montañas Rocosas, nos han llevado a interpretar como tales las estructuras alpinas del Sistema Central, utilizando los datos geométricos de campo para aplicar modelos que describan la geometría total de las estructuras.

Se han aplicado tres modelos, los tipos 1A y 1B de Mitra y Mount (1998) y el de Narr y Suppe (1994) a cuatro pliegues de la zona de estudio. En los de Urueñas y Burgomillodo se han obtenido soluciones que se adaptan bien a los datos de campo para cada uno de los modelos. En los de Sepúlveda y Ventosilla, solo el tipo 1B de Mitra y Mount (1998) y el de Narr y Suppe (1994) son susceptibles de ser aplicados. El ángulo de buzamiento predicho para la falla inversa en el basamento oscila entre los 31° y 58°, siendo muy pequeñas las diferencias que aporta cada modelo para el buzamiento de dicha falla inversa en el basamento para cada caso particular.

Los valores de acortamiento obtenidos se encuentran directamente relacionados con el valor del ángulo de buzamiento de la falla inversa, siendo mayor el acortamiento cuanto más bajo es el buzamiento. En general el valor del acortamiento no es grande, ya que gran parte del deslizamiento en la falla se produce en la vertical.

En cuanto al tipo de deformación experimentada por el basamento, los distintos modelos muestran diferencias significativas, sin que se pueda comprobar cual de ellos es el más adecuado, ya que este hecho se produce por debajo del nivel de erosión actual.

Del análisis de los resultados obtenidos mediante la aplicación de los distintos modelos, parece derivarse una influencia de la estratigrafía local en el desarrollo de los pliegues. Así, donde el espesor de la unidad basal de arenas cretácicas es superior a los 100 m, el modelo 1B de Mitra y Mount (1998) es el que mejor se ajusta a la geometría de las estructuras, así como el de Narr y Suppe (1994) con el que también se obtienen soluciones válidas para los datos de campo disponibles.

Agradecimientos

Este estudio ha sido financiado mediante los proyectos de la DGICYT PB-91/0397, PB-94/0242 y PB-98/0846 y constituye un extracto de parte de la Tesis Doctoral de uno de los autores (D. Gómez). Queremos agradecer la labor del Dr. Martínez Torres y otro revisor anónimo, cuyas sugerencias y comentarios han ayudado a mejorar notablemente la versión original del manuscrito.

Referencias

Alonso, A. (1981): El Cretácico de la provincia de Segovia (borde norte del Sistema Central). *Seminarios de Estratigrafía. Serie Monografías, 7.* Editorial Universidad Complutense de Madrid. 320 p.

Alonso, A., Mas, R. (1982): Correlación y evolución paleogeográfica del Cretácico al norte y al sur del Sistema Central. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 8: 145-166.

Alonso, J. L. y Teixell, A. (1992): Forelimb deformation in some natural examples of fault-propagation folds. En: *Thrust Tectonics* (K. R. McClay, Ed.), Chapman and Hall, Londres, 175-180.

Alonso Zarza, A. M., Calvo, J. P. y García del Cura, M. A. (1989): El Mioceno del margen NE de la cuenca de Madrid: Litoestratigrafía y sistemas deposicionales mayores. En: *XII Congreso Español de Sedimentología*, Comunicaciones, 179-183.

Arribas, M. E. (1982): Petrología y sedimentología de las facies carbonáticas del Paleógeno de la Alcarria (sector NO). *Estudios Geológicos*, 38: 27-41.

Arribas, M. E. (1986a): Petrología y análisis secuencial del Paleógeno del sector N de la cuenca del Tajo. *Cuadernos Geología Ibérica*, 10: 295-334.

Arribas, M. E. (1986b): Estudio litoestratigráfico de una unidad de edad paleógena. Sector N de la cuenca terciaria del Tajo (provincia de Guadalajara). *Estudios Geológicos*, 42: 103-116.

Arribas, J. y Arribas, M. E. (1991): Petrographic evidence of different provenance in two alluvial fan systems (Paleogene of the northern Tajo Basin, Spain). En *Developments in Sedimentary Provenance Studies* (A. C. Morton, S. P. Todd y P. D. W. Haughton, Eds.). Geol. Soc. Spec. Publ., 57: 263-271.

Calvo, J. P., Alonso Zarza, A. M. y García del Cura, M. A. (1989): Models of Miocene lacustrine sedimentation in response to varied source areas and depositional regimes in the Madrid basin, central Spain. *Paleogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 90: 199-214.

Capote R. (1983): La fracturación subsecuente a la Orogenia Hercínica. En: *Libro Homenaje a J. M. Ríos, Geología de España* (J. A. Comba, Ed.). IGME, II: 17-25.

Capote, R., González Casado, J. M. y De Vicente, G. (1987): Análisis poblacional de la fracturación tardihercínica en el sector central del Sistema Central Ibérico. *Cuadernos Laboratorio Xeoloxico Laxe*, 11: 305-314.

Capote, R., De Vicente, G. y González Casado, J. M. (1990): Evolución de las deformaciones alpinas en el Sistema Central Español. En: *III Reunión de la Comisión de Tectónica. Sociedad Geológica España,* 140 p.

CGS-IGME (1985): *Actualización de la síntesis del terciario continental de la Cuenca del Duero.* IGME (inédito), 200 p.

De Vicente, G. y González Casado, J. M. (Eds.) (1991): *Las deformaciones alpinas en el Sistema Central Español.* III Reunión de la Comisión de Tectónica de la Sociedad Geológica de España. 140 p.

De Vicente, G., Muñoz Martín, A., Giner, J., Rodríguez Pascua, M. A., González Casado, J. M. y Calvo, J. P. (1994): Evolución y estructuras alpinas en la zona del centro peninsular. *Cuadernos Laboratorio Xeoloxico Laxe*, 19: 175-190.

De Vicente, G., González Casado, J. M., Muñoz, A., Giner, J. y Rodríguez Pascua, M. A. (1996): Structure and tertiary evolution of the Madrid Basin. En: *Tertiary basins of Spain* (P. Friend, y C. Dabrio, Eds.), 263-267.

Erslev, E. A. (1991): Trishear fault-propagation folding. *Geology*, 19: 617-620.

González Casado, J. M. (1987): *Estudio geológico de la zona de cizalla de Berzosa-Honrubia (Sistema Central Español).* Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid, 309 p.

González Casado, J. M. y Casquet, C. (1988): Estructuras distensivas y procesos metamórficos asociados en la Zona de Cizalla de Berzosa. *Geogaceta*, 4: 5-6.

González Lodeiro, F. (1981): La estructura del anticlinorio del "Ollo de Sapo" en la región de Hiendelaencina (extremo oriental del Sistema Central Español). *Cuadernos de Geología Ibérica*, 7: 535-545.

Mediavilla, R., Dabrio, C, Martín Serrano, A. y Santisteban, J. I. (1996): Lacustrine neogene systems of the Duero Basin: evolution and controls. En: *Tertiary Basins of Spain* (P. Friend, y C. Dabrio, Eds.), 228-236.

Mitra, S y Mount, Van S. (1998): Foreland basement-involved structures. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, 82: 70-109.

Narr, W. y Suppe, J. (1989): Kinematics of low-temperature, basement-involved compressive structures. *Geological Society of America*, Abstracts with Programs, 21(6), p. A137.

Narr, W. y Suppe, J. (1994): Kinematics of basement-involved compressive structures. *American Journal of Science*, 294: 802-860.

Portero, J. M., Del Olmo, P. y Ramírez, J. (1979): Síntesis del terciario continental de la Cuenca del Duero. En: *I Reunión sobre la Geología.de la Cuenca del Duero (Salamanca). Te*mas Geológico Mineros, 4. IGME.

Rodríguez Aranda, J. P. (1995): *Sedimentología de los sistemas de llanura lutítica-lago salino del Mioceno en la zona oriental de la Cuenca de Madrid (Tarancón-Auñón).* Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid, 474 p.

Santisteban, J. I., Mediavilla, R., Martín Serrano, A. y Dabrio, C. (1996): The Duero Basin: a general overview. En: *Tertiary basins of Spain* (P. Friend, y C. Dabrio, Eds.), 183-187.

Schmidt, C. J., Genovese, P. W. y Chase, R. B. (1993): Role of basament fabric and cover-rock lithology on the geometry and kinematics of twelve folds in the Rocky Mountain foreland. En: *Laramide basement deformation in the Rocky Mountain foreland of the western United States* (C. J. Schmidt, R. B. Chase y E. A. Erslev, Eds.), Geological Society of America Special Paper 280, 1-44.

Spang, J. H., Evans, J. P. y Berg, R. R. (1985): Balanced cross-sections of small fold.structures. *The Mountain Geologist*, 22: 41-46.

Warburton, J. y Álvarez, C. (1989): A thrust tectonic interpretation of the Guadarrama Mountains, Spanish Central System. En: *Libro homenaje a Rafael Soler.* Asociación de Geólogos y Geofísicos Españoles del Petróleo *(AGGEP),* 147-155.

Manuscrito recibido el 19 de julio de 2002
Aceptado el manuscrito revisado el 10 de enero de 2003