Compresión NNW-SSE tardi a postmetamórfica y extensión subordinada en el Complejo Alpujárride (Dominio de Alborán, Orógeno Bético)

J. F. SIMANCAS y J. CAMPOS

Departamento de Geodinámica, Universidad de Granada, e Instituto Andaluz de Geología Mediterránea (CSIC). Facultad de Ciencias, Universidad, 18071 GRANADA.

Abstract: The evolution of the Alboran Domain in the Betic Orogen is complex, with different vectors of tectonic translation and with contractional and extensional episodes. Work on extensional tectonics has been particularly outstanding in the last years, leading to the reinterpretation of some contacts previously considered as thrusts. Nevertheless, recent proposals that the reorganization towards the N/NNW in the Alpujarride Complex (a fundamental Unit of the Alboran Domain) is a extensional episode are not adequately supported, as we discuss in this paper . We describe the structure of a large sector of the Alpujárride Complex and show that :1) there are late-metamorphic folds overturned towards the NNW, developed on a rock-layering having generally a faint slope towards the W ; 2) the folds are cut in a complex manner by a brittle shear system with top to the N/NNW movement; some geometries of this system are extensional but others are typical of thrusting. The shear system organizes the Alpujárride Complex in a number of tectonic slices each one being a repetition (more or less complete) of the lithologic sequence and the metamorphic zonation. From the very existence of the folds, the geometrical analysis of folds and shears, the late-metamorphic character of the folds and the repetitions of the metamorphic zonation in the building of tectonic slices, we conclude that the late to postmetamorphic reorganization towards the N/NNW is essentially a contractional episode. Finally, the place of this episode in the general evolution of the Alpujárride Complex is discussed. A complex evolution implying alternating episodes of dominant contraction and dominant extension is needed to integrate the available data.

Key words: Alpujárride Complex, contractional tectonics and extensional tectonics, late to postmetamorphic evolution

Resumen: En la evolución del Dominio de Alborán ha habido episodios de acortamiento y de extensión, y traslaciones con vectores de movimiento diferentes. Investigaciones realizadas en los últimos años han puesto de manifiesto la importancia de la extensión. Sin embargo, proposiciones recientes de que la reorganización tectónica hacia el N/NNW en el Complejo Alpujárride (Unidad fundamental del Dominio de Alborán) es un episodio extensional no están fundamentadas. En el Complejo Alpujárride existen pliegues tardimetamórficos de escala kilométrica vergentes al NNW, que están cortados por un sistema de cizallas frágiles de poco buzamiento y con movimiento del bloque de techo hacia el N o NNW. La geometría de este sistema de cizallas es unas veces de cabalgamiento y otras veces extensional. El sistema de cizallas organiza el Complejo Alpujárride en una serie de láminas tectónicas que son repeticiones de la secuencia litológica y de la zonación metamórfica. La existencia de los pliegues tardimetamórficos, las características geométricas del sistema de cizallas y las repeticiones de la zonación metamórfica a que da lugar, indican que la reorganización tectónica tardi a postmetamórfica dirigida hacia el NNW es esencialmente un episodio de acortamiento. Finalmente, se discute la inserción de este episodio en la evolución general del Complejo Alpujárride.

Palabras clave: Complejo Alpujárride, tectónica de compresión, tectónica de extensión, evolución tardi a postmetamórfica.

Simancas, J. F. y Campos, J. (1993): Compresión NNW-SSE tardi a postmetamórfica, y extensión subordinada, en el Complejo Alpujárride (Dominio de Alborán, Orógeno Bético). *Rev. Soc. Geol. España*, 6: 23-35

En el último decenio se viene prestando gran atención a la tectónica extensional . Un aspecto sobresaliente de estos estudios es el planteamiento de la importancia de los procesos de extensión en la evolución de los orógenos (ver, entre otros, Platt, 1986; Dewey, 1988). En el Orógeno Bético - Rifeño (fig. 1a), la formación del Mar de Alborán, cuyo sustrato es una corteza continental muy adelgazada (Rehault *et al.*, 1985), constituye un aspecto sobresaliente de su evolución. Sobre tierra emergida, en la Cordillera Bética, se ha señalado el carácter extensional de importantes contactos tectónicos de bajo ángulo (García Dueñas y Martínez, 1988; Galindo *et al.*, 1989; García

Dueñas y Balanyá, 1991; Galindo *et al.*, 1991), y existe la tendencia a revisar el carácter de otros contactos tradicionalmente tenidos por cabalgamientos.

Dentro del Dominio de Alborán (Zonas Internas del Orógeno), formado por un conjunto de materiales adosados tectónicamente a los paleomárgenes Sudibérico y Magrebí, se distinguen tres conjuntos principales que, de abajo a arriba, son: Complejo Nevado-Filábride, Complejo Alpujárride y Complejo Maláguide (fig. 1a). El Complejo Alpujárride es el que aflora más extensamente y sobre él se ha desarrollado el trabajo que se expone en este artículo.

En el Complejo Alpujárride hay bandas de cizallamiento dúctil sinmetamórfico con movimiento de techo hacia el NE (dirección media), de las cuales destacan las que se sitúan en la base y el techo de las peridotitas de Ronda. Estas bandas han sido descritas como cabalgamientos por Tubía y Cuevas (1986), Tubía (1988) y Balanyá *et al.* (1987), pero han sido reconsideradas por Balanyá (1991) como posibles despegues relacionados con un episodio tectónico extensional . Con posterioridad al desarrollo de estos cizallamientos sinmetamórficos, generadores de la fábrica planolinear dominante en las rocas alpujárrides, existe una tectónica con vector de traslación entre N y NW que, según Avidad y García Dueñas (1981), Estévez *et al.* (1985), Balanyá *et al.* (1987), Simancas y Campos (1988) y Campos y Simancas (1989), se caracteriza por la existencia de pliegues kilométricos vergentes al NNW cortados por un sistema de cizallas semifrágiles / frágiles de bajo ángulo y con traslación del bloque de techo hacia el NNW o N. Este conjunto de cizallas se ha venido considerando como un sistema de cabalgamientos (ver Aldaya, 1970, entre otros) pero en los últimos años se han interpretado como extensionales en su conjunto (Platt, 1986; Tubía *et al.*, 1992; García Dueñas *et al.*, 1992). Incluso la existencia de los grandes pliegues antes referidos ha sido cuestionada por Cuevas (1988) y Cuevas *et al.*, (1990), lo cual, unido a la interpretación extensional de las cizallas de traslación al NNW, ha llevado a algunos autores (Tubía *et al.*, 1992) a concluir que no existió acortamiento N-S en el Dominio de Alborán.

En un momento en que la importancia de la tectónica extensional ha quedado plenamente establecida en el Dominio de Alborán (y no sólo en el ámbito estricto del Mar de Alborán) es urgente su correcta apreciación frente a los procesos que originaron acortamiento. El propósito de este artículo es discutir la geometría del conjunto de estructuras que indican traslación al N o NW, en un sector del Complejo Alpujárride, para tratar de evaluar si su efecto es contractivo o extensional. Además, se discutirá la inserción de estas deformaciones de cinemática NNW en la evolución general del Orógeno Bético.

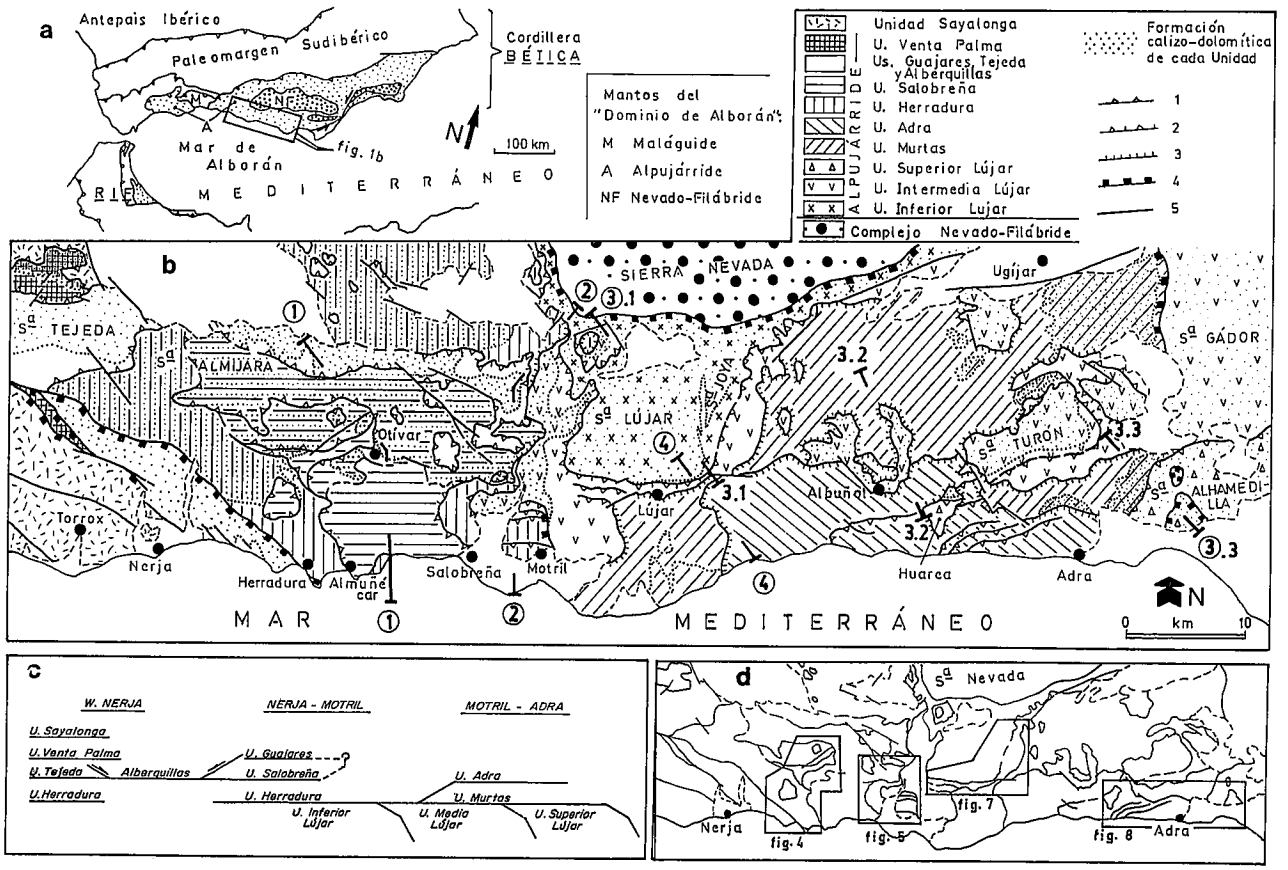

Figura 1.–a.- Situación del área investigada, en el ámbito del Orógeno Bético-Rifeño. b.- Esquema cartográfico de las unidades alpujárrides en el área estudiada. 1: cabalgamiento hacia el N / NNW; 2: cabalgamiento hacia el N / NNW que corta capas produciendo extensión local; 3: falla normal de bajo ángulo, con movimiento de techo hacia el N / NNW; 4: falla normal de bajo ángulo, con movimiento de techo hacia el SW; 5 falla de ángulo alto (normal o de salto en dirección). Se han usado datos cartográficos de Aldaya (1981), Aldaya et al. (1979, 1983a y b), Avidad y García Dueñas (1981), Avidad et al. (1981), Cuevas (1988) y Elorza et al. (1979), con diversas modificaciones. c.- Propuesta de correlación de las unidades alpujárrides del área investigada. d.- Localización de las figuras 4, 5, 7 y 8, dentro de 1b.

Deformación y metamorfismo previos a la reestructuración NNW

La existencia de un metamorfismo de alta presión en las rocas del Complejo Alpujárride ha sido recientemente establecida (Goffé *et al.,* 1989; Azañón y Goffé, 1991; Tubía y Gil Ibarguchi, 1991). Este metamorfismo parece indicar la existencia de un evento de subducción-colisión del que se desconocen su geometría y su cinemática. A este episodio puede ser referida la primera foliación observable en las rocas alpujárrides.

Mucho más evidente es un posterior metamorfismo de presión intermedia, asociado a una deformación cizallante con movimiento de techo hacia una dirección media NE (Tubía y Cuevas, 1986; Cuevas *et al.,* 1986). Este episodio es el que ha dado lugar a la formación de la fábrica principal de las rocas, caracterizada por una foliación Sp (crenulación muy apretada que traspone una foliación previa) acompañada casi siempre por una lineación de estiramiento. En la figura 2 se muestra la orientación de la lineación de estiramiento y los ejes de los pliegues desarrollados durante esta etapa tectónica; como puede apreciarse, existe una notable variabilidad entre orientaciones ENE (al W de Motril) y orientaciones aproximadamente N-S (mayoritarias al E de Motril).

Durante un ulterior episodio de metamorfismo de baja presión, en continuidad con el de presión intermedia y postcinemático respecto a Sp (véase Torres Roldán, 1974, entre otros), se ha formado gran parte de la blastesis mineral actualmente observable en las rocas alpujárrides . Un hecho de especial importancia es que este metamorfismo se solapa con el inicio de la reestructuración hacia el NNW, tal como veremos más delante (véase fig. 3b).

Geometría de la reestructuración hacia el NNW

Antes de describir los rasgos geométricos de las estructuras de los diversos sectores del Complejo Alpujárride representados en la figura 1b , conviene destacar algunos aspectos de carácter general, a saber:

1) En la mitad occidental del área comprendida en la figura 1b, afloran sólo unidades tectónicas de posición alta, mientras que en la mitad oriental el afloramiento de las unidades bajas es importante (fig. 1c). El metamorfismo que afecta a las primeras es más elevado que el de las segundas, y siempre decrece al ascender en la serie dentro de una misma unidad (Aldaya 1981; Aldaya *et al.,* 1983a; Avidad y García Dueñas, 1981; Elorza *et al.,* 1979).

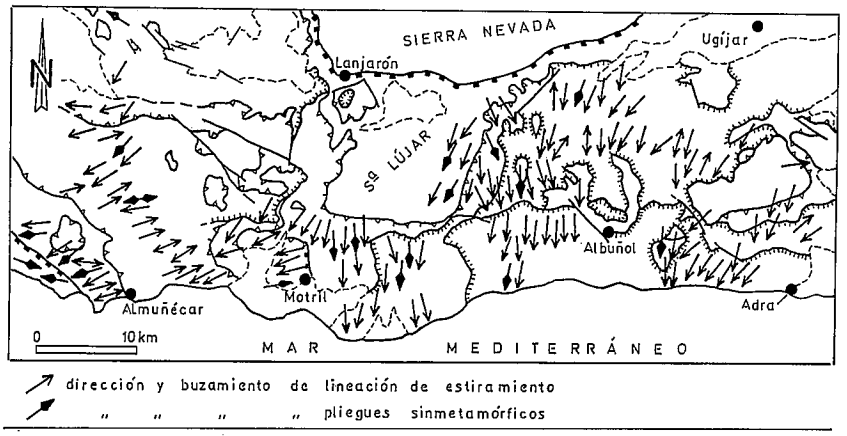

Figura 2.–Orientación de la lineación de estiramiento y de los ejes de pliegues sinmetamórficos, en el área investigada.

2) En casi todas las unidades están presentes los siguientes rasgos estructurales: a) una fábrica planolinear (foliación más visible, Sp) , que se dispone paralela al plano axial de pliegues muy apretados que deforman una foliación previa; b) pliegues vergentes hacia el NW o N, con foliación de crenulación (Sc) de plano axial y penetratividad muy variable, que pliegan la fábrica planolinear anterior; y c) cizallas semifrágiles o frágiles con traslación del bloque de techo hacia direcciones entre NNW y N.

3) La crenulación (Sc) asociada a los pliegues vergentes al NNW es posterior al clímax del metamorfismo de baja presión, pero no es postmetamórfica ya que va acompañada aún de una importante blastesis mineral en los niveles bajos de la serie alpujárride. Así, en esquistos de grado metamórfico medio (por ejemplo, en los afloramientos costeros de las unidades de Salobreña y Herradura; figs. 1b y 3), aunque la sillimanita está plegada por Sc, se pueden observar andalucitas y estaurolitas crecidas, en parte, durante el desarrollo de esa crenulación, existiendo recristalización generalizada sin/post-Sc de biotita y moscovita (fig. 3); el granate y la distena son previos a Sc. A escala cartográfica, los pliegues vergentes al NNW han llegado a plegar las isogradas del metamorfismo de presión baja, a pesar de la blastesis sincrónica con Sc. En adelante, nos referiremos a estos pliegues con el calificativo "tardimetamórficos". Las cizallas que producen traslación al NNW se han desarrollado en condiciones de temperatura muy baja o baja,y pueden considerarse como postmetamórficas.

4) Los contactos entre las diferentes unidades tectónicas representadas en la figura 1b poseen características

variadas. Estos contactos son distintas clases de cizallas semifrágiles / frágiles de bajo ángulo: unas tienen movimiento de techo hacia el NNW, y otras, posteriores, son claramente fallas normales que mueven su techo hacia el SW. Las cizallas de cinemática NNW se presentan unas veces como cabalgamientos típicos (ascendentes en el bloque de techo o en el bloque de muro) pero con frecuencia tienen trazados descendentes. Sin embargo, dado que las capas debían de tener pendientes variables a causa del plegamiento previo, resulta delicado decidir si un determinado contacto de geometría descendente respecto al muro debe ser denominado (en sentido dinámico) falla normal o cabalgamiento.

5) La correlación lateral de las unidades tectónicas no puede hacerse con seguridad. El criterio de la posición en la vertical ha de usarse con precaución porque la continuidad lateral de las unidades es limitada. Por otro lado, la secuencia litológica en todas las unidades tectónicas alpujárrides es muy similar: de abajo a arriba, esquistos oscuros y metaareniscas paleozoicas, esquistos grises y cuarcitas, y formación carbonática triásica. En la figura 1c se presenta una correlación que consideramos verosímil. La unidad tectónica mayor constituida por el conjunto de las Unidades de Lújar (que comprende lo que Aldaya, 1981, y Aldaya *et al.*,1979, 1983a y b han denominado Manto de Lújar y Manto de Alcázar) tiene continuidad alrededor de Sierra Nevada - Filabres (fig. 1a; Orozco, 1972; Gallegos, 1975; Navarro Vilá, 1976; Delgado, 1978). Las unidades alpujárrides situadas sobre el conjunto de Unidades de Lújar son delgadas y de inferior continuidad.

Las descripciones de algunos sectores (fig. 1.d) servirán para ilustrar los rasgos geométricos de la complicada organización alpujárride de este área.

Geometría de las unidades de Herradura, Salobreña y Guájares.

En el sector situado al norte de La Herradura (fig. 4), las cizallas de traslación hacia el NNW constituyen un sistema de cabalgamientos cuya única particularidad es que se sobreimponen a pliegues previos. Los ejes de los pliegues buzan dominantemente hacia el oeste; esta pendiente axial es anterior al desarrollo de los cabalgamientos, por lo cual éstos suelen cortar oblicuamente a los pliegues, tal como se esquematiza en la figura 4a. La cizalla basal de la Unidad de Salobreña es ascendente respecto a su muro (Unidad de Herradura); así, por el sur cabalga sobre esquistos paleozoicos mientras que hacia el norte llega a situarse sobre los carbonatos triásicos. La cizalla es también ascendente con respecto al techo. Este ascenso en bloque de techo y en bloque de muro hace que, hacia el norte, se pongan en contacto las formaciones carbonáticas triásicas de las unidades de Herradura y de Salobreña, complicándose su separación cartográfica. Dentro de la Unidad de Salobreña se ha desarrollado un sistema de cabalgamientos del tipo "antiformal stack"(fig. 4c y

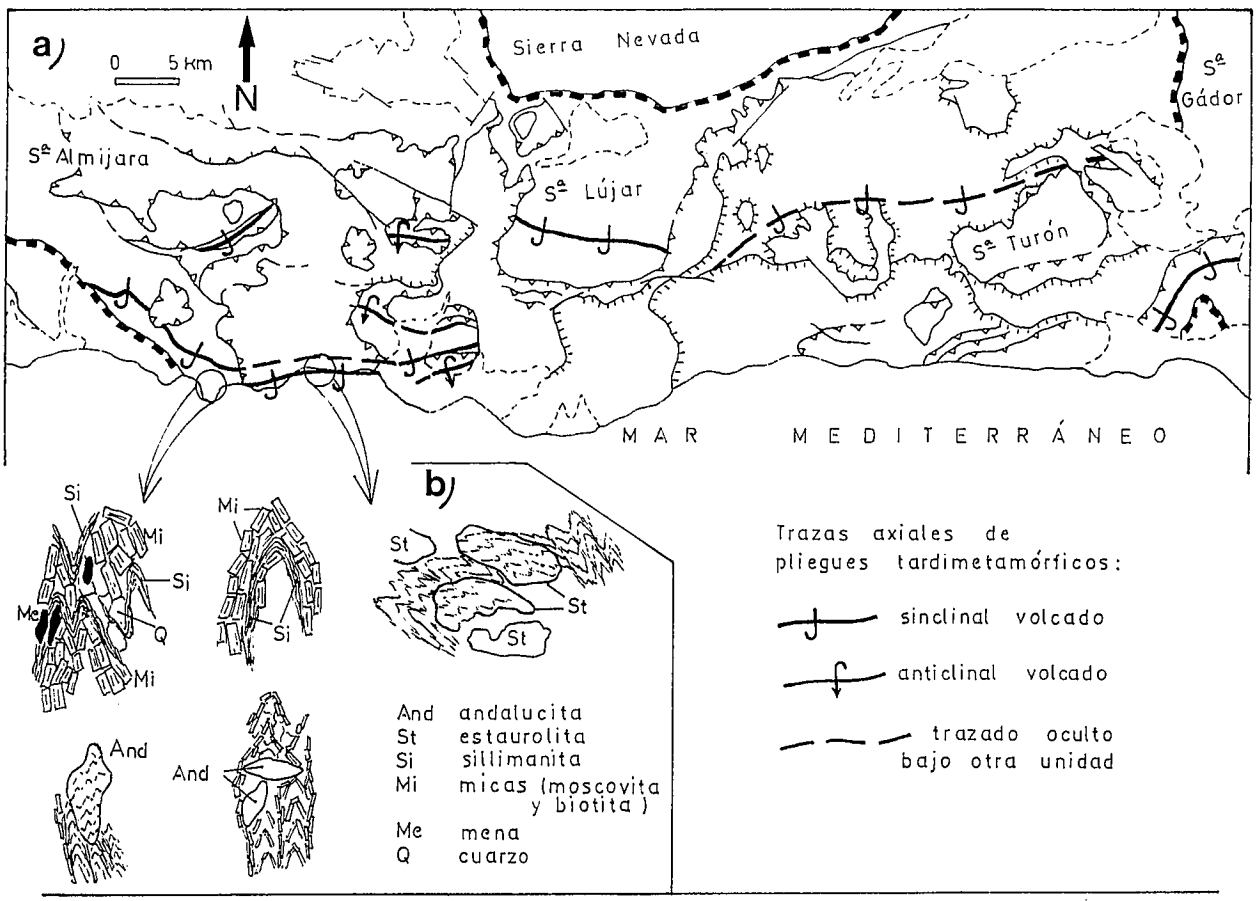

Figura 3.–a.- Trazas axiales de los principales pliegues tardimetamórficos. Los ejes de estos pliegues se hunden mayoritariamente hacia el WSW. b.- Dibujos de observaciones microscópicas, que ilustran relaciones entre la blastesis de micas, andalucita, estaurolita y sillimanita, y la crenulación Sc.

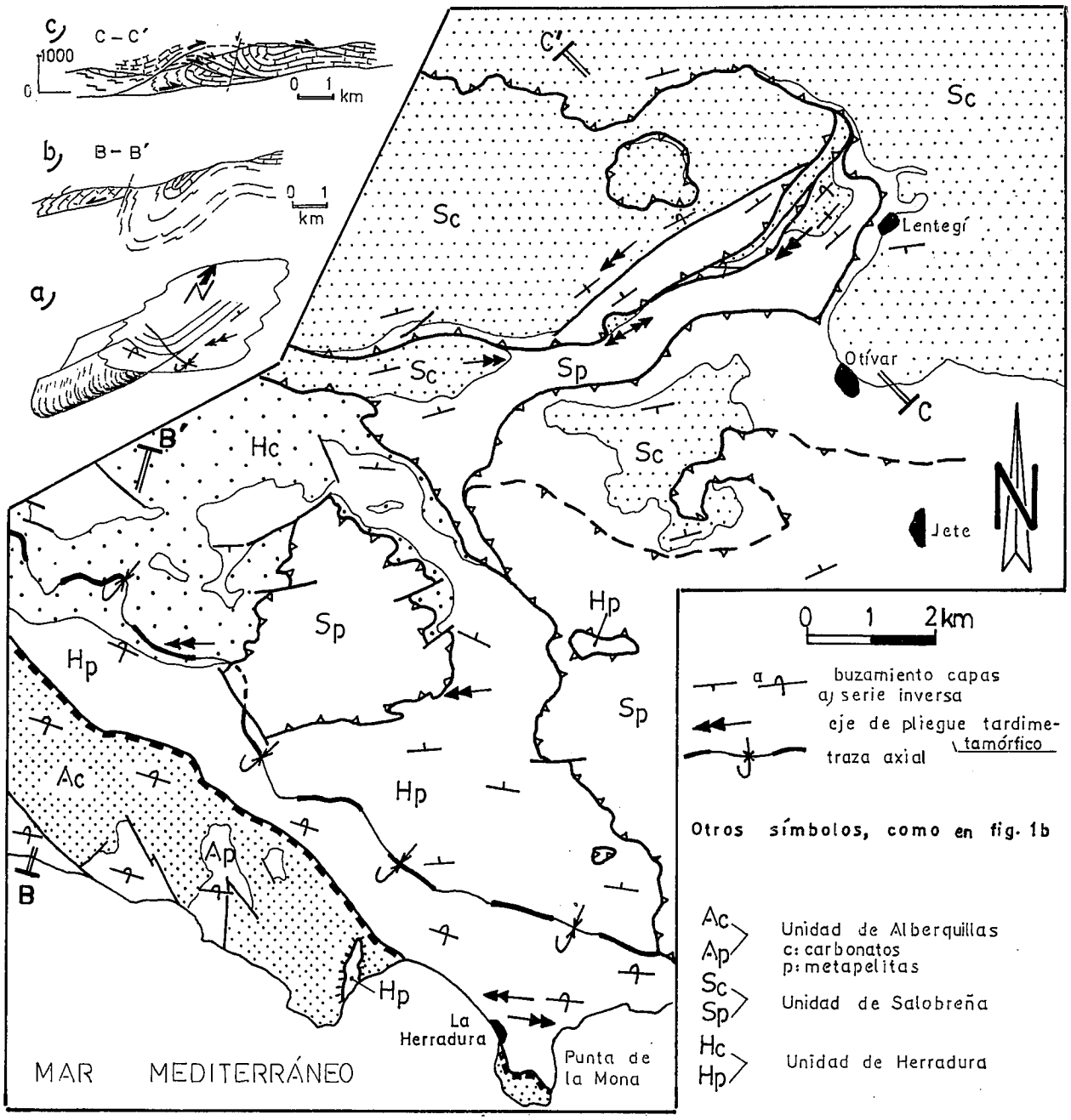

Figura 4.–Esquema estructural de un sector al N de La Herradura (basado en cartografía de Avidad y García Dueñas, 1981, con modificaciones). a: ilustración de cómo las cizallas de traslación al NNW cortan a los pliegues tardimetamórficos. b y c: cortes parciales.

fig.6 corte 1). La Unidad de Alberquillas es un flanco inverso que ha sido cortado y trasladado por una falla normal con movimiento del bloque de techo hacia el SW. Este flanco inverso pertenece a un pliegue existente en la Unidad de Guájares, situada sobre la de Salobreña (fig. 4b y fig. 6 corte 1).

En el sector situado al norte de Salobreña y Motril (fig. 5), se diferencia en la Unidad de Herradura un pequeño sistema imbricado de escamas; las superficies que las limitan se desarrollan sobre flancos inversos de pliegues previos (fig. 5a). Hacia el oeste, las escamas desaparecen, quedando sólo el tren de pliegues previos (fig. 5b). Al norte de Motril, el contacto de la cizalla basal de la Unidad de Herradura es ascendente con respecto al bloque de muro (rampa sobre la formación carbonática triásica de la Unidad intermedia de Lújar; fig. 5a). La superficie basal de la Unidad de Guájares también asciende respecto a su bloque de muro, en este caso la formación carbonática triásica de la Unidad de Salobreña (fig. 5b) . Las superficies basales de las unidades de Guájares, Salobreña y Herradura cortan pliegues existentes dentro de las respectivas hojas de manto.

La cizalla basal de la Unidad de Salobreña es la que, en este sector, tiene un carácter más complejo. Parece el mismo contacto que, hacia el oeste, participa en un típico sistema de cabalgamientos (fig. 1b), pero aquí produce, hacia el norte, un notable adelgazamiento en su bloque de muro (fig. 5 y corte 2 de fig. 6).

Dos cortes geológicos realizados al oeste de Motril (fig. 6) ofrecen una visión más completa de algunos rasgos geométricos de las estructuras de este sector. Nuestra interpretación de la geometría del sistema de cizallas de bajo ángulo es muy similar a la de Avidad y García Dueñas (1981); por el contrario, Sanz de Galdeano (1990a) no re-

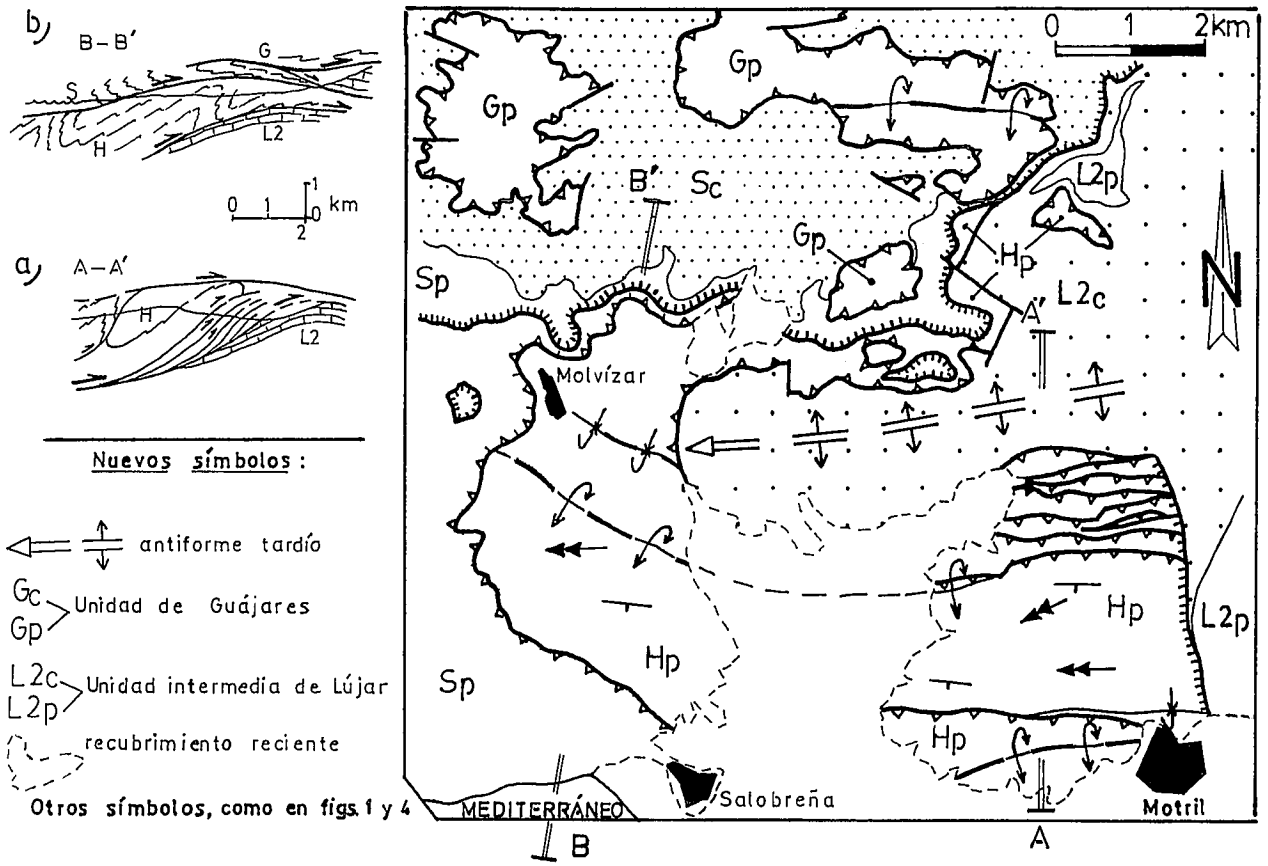

Figura 5.–Esquema estructural de un sector al N de Salobreña - Motril (basado en cartografía de Avidad y García Dueñas,1981, con modificaciones). a y b: cortes parciales.

conoce algunas superposiciones tectónicas diferenciadas en este trabajo. Las relaciones entre pliegues y cizallas han sido ya descritas por Simancas y Campos (1988). Los cortes 1 y 2 de la figura 6 contrastan entre sí en varios aspectos; así, el corte 1 muestra un sistema de cabalgamientos más o menos típico, mientras que en el corte 2

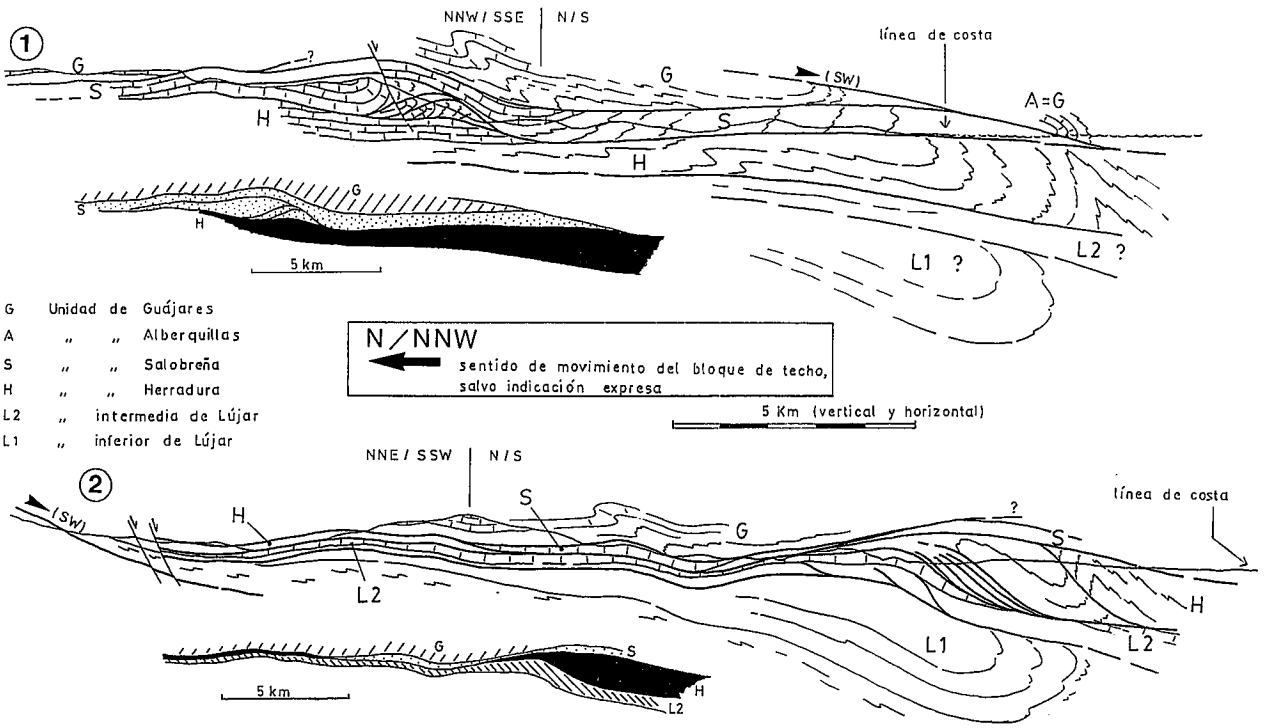

Figura 6.–Cortes geológicos del área entre Motril y La Herradura; en la figura 1b se indica su situación.

aparece un adelgazamiento notable, con desaparición durante un trecho de la Unidad de Herradura. Por otro lado, la Unidad de Salobreña también se acuña y desaparece en el corte 2, quedando la de Guájares directamente sobre la de Herradura. La desaparición de Salobreña hacia el norte es definitiva (véase fig. 1b), y probablemente no está causada por un efecto sustractivo de las cizallas sino que es simplemente el fin de una lámina tectónica de dimensiones limitadas. También por el este parece acuñarse pronto, teniendo en cuenta que ahí es muy delgada y está cabalgada ascendentemente por la Unidad de Guájares (figs 1b y 5). En los cortes 1 y 2, la Unidad inferior de Lújar se ha dibujado tentativamente mediante una extrapolación no rigurosa de la estructura aflorante en la Sierra de Lújar. Se pretende con ello dar una idea aproximada de la posible estructura en profundidad, pero en el corte 1, ya bastante alejado de la Sierra de Lújar, esto resulta especialmente arriesgado.

Geometría de las unidades aflorantes al este del meridiano de Motril

La Unidad de Murtas es una amplia lámina en que la sucesión estratigráfica está normal. La Unidad de Adra, de afloramiento menos extenso, tampoco presenta grandes pliegues pero sí una notable estructuración en escamas (Aldaya *et al.*,1983a). Desde el paralelo Lújar - Albuñol hacia el S, las unidades Adra y Murtas están limitadas en su base por contactos tendidos que son descendentes respecto al bloque de techo (fig. 9, corte B) , y en Albuñol y Huarea (fig. 1b) la Unidad de Adra reposa directamente sobre una unidad de Lújar, sin que medie la de Murtas (descenso de muro); en consecuencia, son contactos de falla normal de bajo ángulo. Sin embargo, hacia el norte y el este la situación pasa a ser de rellano de techo tanto en la Unidad de Murtas como en la de Adra, y no sólo deja de existir sustracción sino que la Unidad de Murtas reaparece hasta sus términos más altos (formación triásica de carbonatos). En la figura 1b se ha mantenido el símbolo de falla normal para todo el trazado de las unidades de Murtas y de Adra, a pesar de que, como acaba de señalarse, sólo está justificado en parte del trazado. Las unidades de Lújar afloran en ventanas tectónicas, y su estructura ha de ser inferida con cierta dificultad.

En el borde SE de Sierra de Lújar (fig. 7), se puede observar una pequeña estructura imbricada en la Unidad intermedia de Lújar. Esta unidad corta un gran pliegue sinclinal que existe en la Unidad inferior de Lújar, a la cual se superpone. El pliegue de la Sierra de Lújar es posterior al sinclinal sinmetamórfico de la Sierra de la Joya y su anticlinal adyacente. Estos pliegues ya fueron puestos de manifiesto por Estévez *et al.* (1985).

En el sector de Adra (fig. 8), debe destacarse la estructura imbricada de la Unidad de Adra, cartografiada por Aldaya *et al.* (1983a) y Cuevas (1988). Esta última autora y Cuevas y Tubía (1990) consideran que las escamas de Adra, aunque trastocan la zonación metamórfica, se trasladaron hacia el NE en condiciones de cizallamiento dúctil al cual estaría asociada la lineación de estiramiento visible (fig. 2). Sin embargo, los contactos de cada escama tienen características semifrágiles - frágiles, y en sus proximidades se observan estructuras S/C espaciadas (falsas S/C) con estrías cuya dirección varía entre N-S y N20W sobre los planos de cizalla; la lineación de estiramiento, con dirección variable entre N-S y N40 E, parece ser previa. Además, las escamas pierden salto hacia el WSW y hacia el ENE, lo cual sólo es congruente con una traslación hacia el NNW. Por todo ello, parece claro que esta imbricación, de naturaleza semifrágil, pertenece a la etapa de reestructuración hacia el NNW. En la ventana de Huarea, situada en el extremo occidental de la figura 8, la Unidad de Adra se apoya directamente sobre una unidad de Lújar, habiendo desaparecido allí la Unidad de Murtas (Aldaya *et al.*,1983a). En este lugar, la cizalla basal de la Unidad de Adra es también descendente respecto a su techo y, por tanto, cabe considerarla como falla normal. No obstante, en la vertical de Adra la Unidad de Murtas está otra vez completa. El cabalgamiento de trazado NNE que aflora al NE de Adra es posterior al sistema general de cizallas frágiles de traslación al NNW; hace ascender una parte del pliegue sinclinal que constituye la Unidad supe-

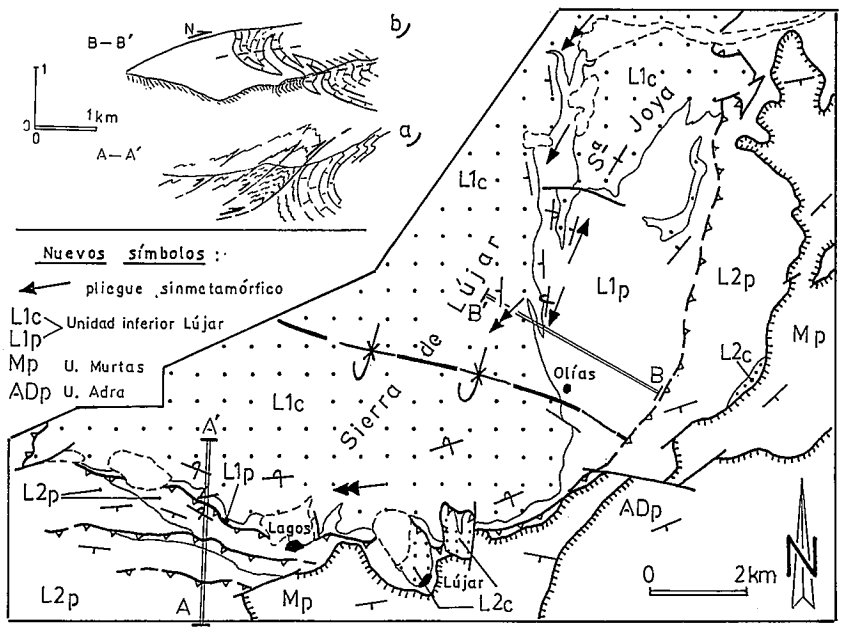

Figura 7.–Esquema estructural del SE de la Sierra de Lújar (datos cartográficos de Aldaya,1981, y Estévez *et al.*,1985, con modificaciones). a y b: cortes parciales.

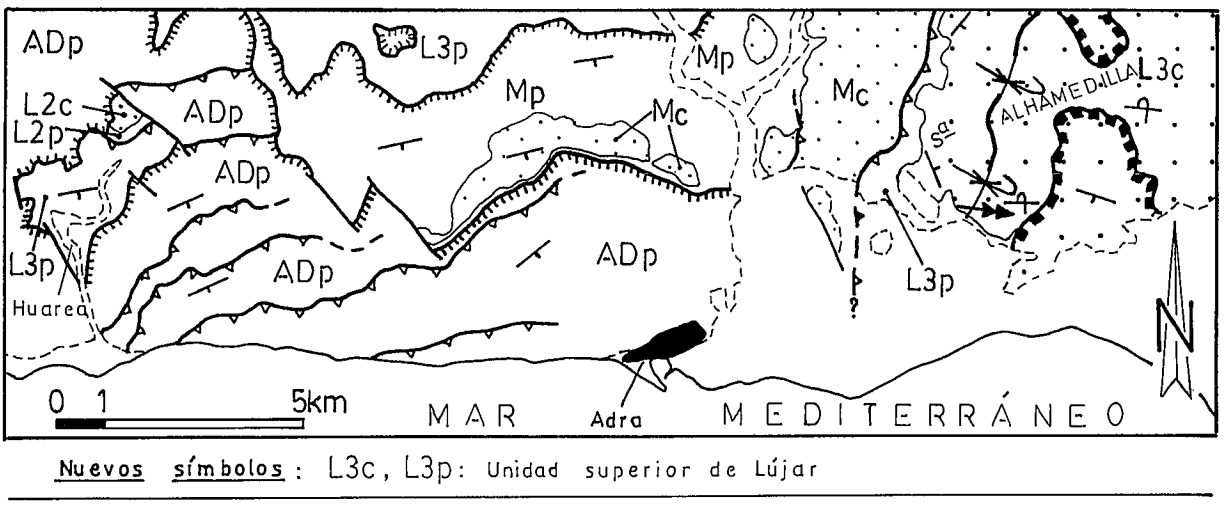

Figura 8.–Esquema estructural de la zona de escamas de Adra y sur de Sierra de Gádor (basado en cartografía de Aldaya *et al.*, 1983a y Cuevas, 1988, con modificaciones).

rior de Lújar, sobreimponiéndola a la Unidad de Murtas (véase la parte meridional del corte A, fig. 9).

Nuestras observaciones en la Sierra de Lújar, las ventanas de Albuñol y de Turón, y la Sierra Alhamedilla (fig. 1b), nos llevan a proponer para las unidades de Lújar la estructura que se muestra en el corte sintético A de la figura 9. Consiste ésta en un sistema imbricado de tres grandes pliegues sinclinales vergentes al NNW. Sobre el sistema imbricado se encuentran las unidades de Murtas y Adra, con contactos que son, al menos en determinados sectores, fallas normales de bajo ángulo (corte B, fig. 9); en nuestra interpretación, las fallas normales modifican la superposición que habría sido causada por un cabalgamiento sobre las unidades de Lújar. El cabalgamiento que limita por el oeste y el norte la Sierra Alhamedilla (parte meridional del corte A, fig. 9) es posterior a esas fallas normales.

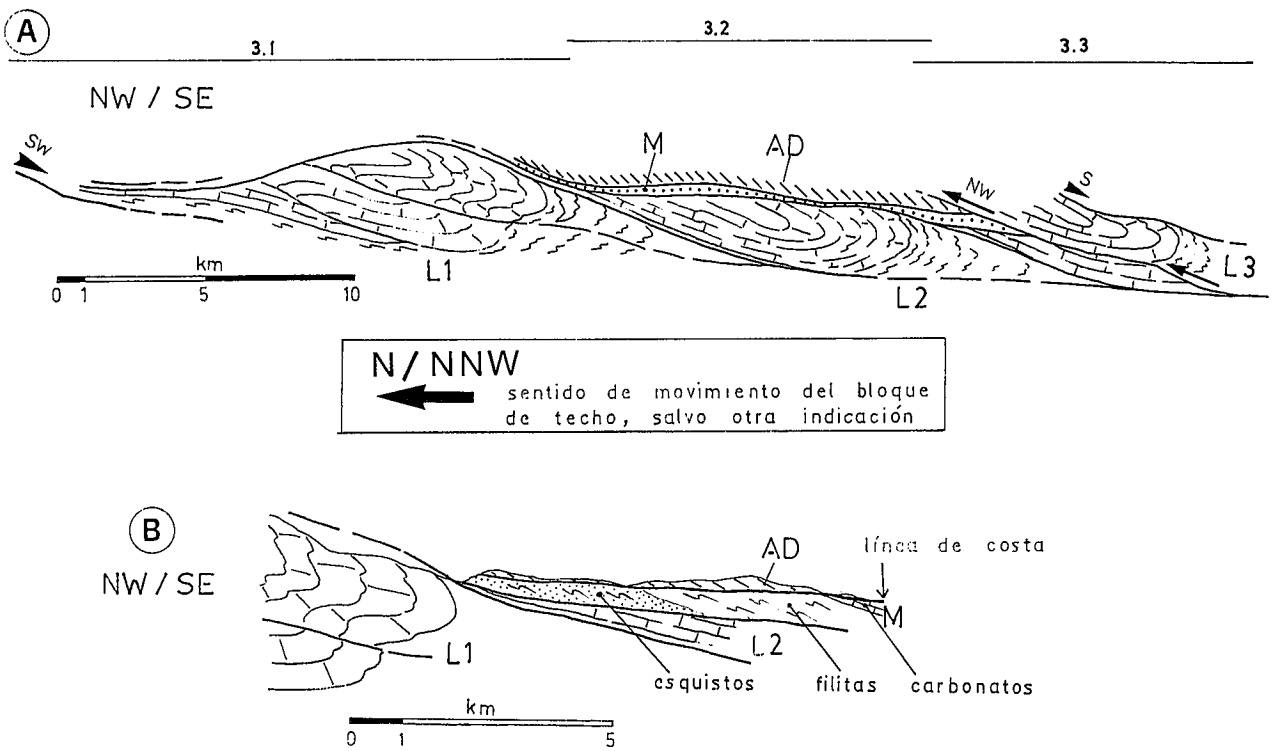

Figura 9.–A: Corte geológico sintético confeccionado mediante la adición de los cortes 3.1, 3.2 y 3.3, señalados en la figura 1b. Se presenta la interpretación de la estructura de las Unidades de Lújar (L1, L2 y L3), y su relación geométrica con las unidades de Murtas y Adra. B: Corte parcial que enseña las relaciones descendentes respecto al techo, de la cizalla basal de la Unidad de Murtas, al SE de la Sierra de Lújar. Localizado en la figura 1b como corte 4.

Síntesis de características geométricas de los pliegues tardimetamórficos y del sistema de cizallas postmetamórficas de traslación N/NNW

Los pliegues tardimetamórficos tienen tamaño kilométrico, dirección axial variable entre NE-SW y E-W, y son vergentes hacia el NNW. El buzamiento dominante de sus ejes es de componente W. Esta inmersión de los ejes no se debe a ningún plegamiento posterior, según se infiere del modo en que las cizallas de traslación al NNW cortan a los pliegues (fig. 4a); en consecuencia, los pliegues se desarrollaron sobre capas que tenían un buzamiento hacia el W, lo que es un reflejo de la organización estructural previa. A su vez, el desarrollo de estos pliegues originó pendientes hacia el S y SW que complican el análisis geométrico y la interpretación del sistema de cizallas de bajo ángulo que se desarrolló posteriormente.

Las cizallas de bajo ángulo muestran, en unos casos, rasgos geométricos de cabalgamiento, y en otros de falla normal. Entre los rasgos de cabalgamiento, debe destacarse la presencia de rampas ascendentes (Unidad de Salobreña sobre Unidad de Herradura, al norte de Almuñécar; Unidad de Guájares sobre Unidad de Salobreña, al norte de Salobreña) y estructuras imbricadas (al norte de Motril, al sur de Sierra de Lújar, al oeste de Adra) o de "antiformal stack" (Otívar); además, las unidades de Lújar se han solapado. En algunos sectores es muy claro que las sustracciones producidas por las cizallas están originadas por el corte a los pliegues previos (donde se cortan flancos inversos de pliegues la sustracción es inevitable). Entre los rasgos de falla normal, se encuentran los tramos en que los contactos son descendentes respecto al bloque de muro, en flancos normales de pliegues. En estos tramos se produce extensión, pero es razonable pensar que algunos de estos contactos son el resultado de la intersección de capas suavemente buzantes al S con cizallas que, en conjunto, producen superposición (como interpreta Butler, 1987, para relaciones similares en el cabalgamiento del Moine) . No obstante, cuando coinciden trayectorias descendentes en techo y muro es más razonable considerar tales contactos como verdaderas fallas normales de bajo ángulo. Tal sucede en un amplio sector (mitad meridional) de la Unidad de Murtas (fig. 1b y fig. 9 corte B) , y de la Unidad de Adra. En cualquier caso, no debe olvidarse que esta discusión se refiere únicamente a las cizallas de traslación al NNW; es indudable que las cizallas cuyo bloque de techo se movió hacia el SW son fallas normales que adelgazan el apilamiento alpujárride.

Contracción y extensión: balance

Aunque la complicación de las estructuras permite que existan ambigüedades, la consideración global de los datos de campo permite considerar que el sistema de cizallas de bajo ángulo con traslación hacia el NNW o N es esencialmente un sistema contractivo , que superpone unidades, y que representa la continuación de la situación cinemática que dió lugar a la formación de los pliegues vergentes al NNW. Esta interpretación se basa en los siguientes argumentos: a) existencia de estructuras de geometría contractiva (imbricaciones, "antiformal stack"); b) existencia de rampas ascendentes (de techo y de muro) en diversos sectores; c) igualdad de direcciones y sentidos de traslación tectónica que el episodio, inmediatamente anterior, de pliegues vergentes al NNW; y d) repetición, en la vertical, de secuencias litológicas y de isogradas metamórficas. Este último argumento, abundantemente invocado en la literatura sobre el Complejo Alpujárride (véanse, entre otros, Aldaya, 1970; Gallegos, 1975; Navarro Vilá, 1976), es de importancia especial, y sería evidente si no existiese una compleja historia de deformación y metamorfismo. Así, cada una de las láminas tectónicas limitadas en su base y en su techo por cizallas de traslación NNW (figura 1b) está constituida por la típica secuencia litológica alpujárride y es igual o más metamórfica que la lámina inferior . Interpretar que las cizallas de traslación NNW constituyen en conjunto un sistema extensional implica suponer que todas las repeticiones se formaron en un episodio previo; las cizallas al NNW se habrían limitado a adelgazar cada uno de los mantos previos sin generar unidades genuinamente extensionales, es decir, sin superposición tectónica de "moderno sobre antiguo" y sin salto metamórfico descendente hacia arriba. Este esquema estructural, nada común, se complica aún más al considerar las repeticiones del metamorfismo: las isogradas del metamorfismo (incluido el último, de baja presión) reaparecen en distintas unidades tectónicas de una misma vertical. Teniendo en cuenta que la blastesis de baja presión es tardía respecto al cizallamiento dúctil generalizado, de dirección NE, que precede a la reestructuración hacia el NNW (más aún, la blastesis persiste durante el primer estadio de la reorganización hacia el NNW; véase la figura 3) no es posible aceptar que tal cizallamiento dúctil, o un episodio anterior, haya originado el apilamiento de mantos que causa repeticiones de todo el metamorfismo. Esto sólo puede haber sido causado por un episodio cizallante postmetamórfico, como es el de movimiento al NNW.

Las relaciones geométricas entre las unidades tectónicas de Lújar y las unidades superiores (corte 2 de la fig.6, y corte A de la fig.9) sugieren que éstas se superpusieron a aquéllas mediante un importante cabalgamiento, cuando las unidades de Lújar ya se habían imbricado. El bloque de techo estaría constituido por el conjunto de las unidades superiores, a su vez ya empiladas. Las fallas normales de bajo ángulo podrían haber resultado del desmoronamiento del prisma de rocas así formado (Davis *et al.*,1983; Platt, 1984), o son fracturas Riedel (Platt, 1984; Yin y Kelty, 1991; Butler, 1992). Deslizamientos gravitacionales ligados al apilamiento alpujárride fueron ya invocados por Navarro Vilá (1976) para un sector al N de Sierra Nevada. Asociaciones de cabalgamientos y fallas normales de bajo ángulo con idéntica cinemática, están siendo descritas también en otros orógenos (Coward, 1985; Butler, 1987, 1992; Coruh *et al.,* 1988; Hernaiz, 1990; Yin y Kelty, 1991; Martínez Catalán y Arenas, 1992).

La reestructuración hacia el NNW como parte de la evolución del Orógeno Bético

La reorganización estructural que supone el desarrollo de los pliegues vergentes hacia el NNW y el sistema de ci-

zallas con traslación N a NNW es la manifestación de un importante acortamiento desarrollado en condiciones tardi a postmetamórficas. La organización sinmetamórfica previa es todavía poco conocida, precisamente por la importancia de la reestructuración posterior.

La evolución del metamorfismo es la guía fundamental para conocer los grandes rasgos de la evolución tectónica sinmetamórfica. El metamorfismo inicial, de alta presión (Goffé *et al.* ,1989; Azañón y Goffé 1991; Tubía y Gil Ibarguchi, 1991) indica la existencia de un proceso de subducción - colisión en relación con el cual se formaría una cuña orogénica cuya geometría no es conocida. La foliación principal de las rocas alpujárrides, y la lineación de estiramiento asociada, son simultáneas con el metamorfismo de presión intermedia a baja, con zonas de cizalla dúctiles como las descritas en la base (Tubía y Cuevas, 1986; Tubía 1988) y en el techo (Balanyá *et al*, 1987; Balanyá y García Dueñas, 1991) de la lámina de peridotitas de Ronda, y con pliegues apretados subparalelos a la lineación de estiramiento (figura 2). A partir del conocimiento de la trayectoria PTt del metamorfismo, en la que hay una fuerte caída de presión en condiciones casi isotérmicas, se ha interpretado recientemente que el episodio tectónico manifestado en esta fábrica principal de las rocas alpujárrides es una importante extensión cortical en dirección ENE-WSW, desarrollada sobre la cuña orogénica previa (Balanyá,1991).

Con las ruinas de la primera cuña orogénica se formó un segundo engrosamiento cortical (pliegues más sistema de cizallas), en condiciones tardi a postmetamórficas y con vector cinemático NNW. Sobre este engrosamiento se desarrolló en el Mioceno inferior y medio un nuevo sistema extensional, con movimiento de techo hacia el WSW (García Dueñas y Martínez, 1988; Galindo *et al.,* 1989) o el S (García Dueñas y Balanyá, 1991), según las regiones. Las cizallas extensionales de este episodio están deformadas por pliegues abiertos de dirección axial aproximadamente E-W, de los que el más notable es el de Sierra Nevada. Estos pliegues atestiguan la existencia de un acortamiento N-S en el periodo Tortoniense superior - Messiniense, lo que también queda reflejado en la formación de sistemas de fallas de ángulo alto (Sanz de Galdeano, 1990b; De Larouzière *et al.,* 1988).

La datación de los principales acontecimientos tectónicos es todavía insegura. En nuestra opinión, la evolución vinculada con el metamorfismo de alta presión y con la ulterior caída de presiones pudo tener lugar durante el Eoceno, y la reorganización tardi a postmetamórfica hacia el NNW debió de suceder en el ¿Eoceno?- Oligoceno. En todo caso, la actual organización de mantos es anterior al Aquitaniense superior, ya que en diversos lugares se encuentran sedimentos de esta edad discordantes sobre el apilamiento (véase revisión en Rodríguez Fernández y Sanz de Galdeano, 1992, y Comas *et al.,*1992). Por otro lado, el contacto entre el Dominio de Alborán y el Paleomargen Sudibérico corta oblicuamente al edificio de mantos (García Dueñas y Navarro Vila, 1976; Balanyá y García Dueñas, 1988), y la configuración de este importante contacto tuvo lugar entre el Aquitaniense y el Mioceno medio (Comas *et al.,* 1986; Sanz de Galdeano, 1983, 1990b; Bouillin *et al.,* 1986; Balanyá y García Dueñas, 1988).

Las dataciones radiométricas de rocas alpujárrides no son congruentes con los argumentos anteriores, dando edades generalmente más jóvenes de lo que según aquellos cabría esperar. Por lo que se refiere al metamorfismo de alta presión en el Complejo Alpujárride, una fengita de venas de cuarzo con carfolita ha dado (Monié *et al.,* 1991) 25 Ma (Oligoceno terminal), edad difícilmente compatible con los datos regionales. Por el contrario, la edad de 48 Ma (Eoceno) del metamorfismo de alta presión en el Complejo Nevado - Filábride, obtenida por los mismos autores, es más congruente con los datos regionales del Orógeno Bético. De Jong (1991) también ha encontrado edades máximas eocenas, e incluso paleocenas, para fengitas del Complejo Nevado-Filábride. Creemos que suponer una edad eocena para el metamorfismo de alta presión alpujárride es más adecuado que suponer una fuerte diacronía entre éste y el metamorfismo de alta presión nevadofilábride. Por otro lado, investigaciones radiométricas Rb-Sr sugieren edades de unos 21 Ma para moscovitas postcinemáticas (Zeck *et al.,* 1989), y de unos 22 Ma para un leucogranito intrusivo en las peridotitas de Ronda (Priem *et al.,* 1979). Dataciones Ar39/Ar40 de micas alpujárrides (Monié *et al.,*1991) son aún más jóvenes: unos 19 Ma. En nuestra opinión, las micas datadas no deben asociarse con los cizallamientos dúctiles al NE (en contra de lo que sugieren Zeck *et al*, 1989, y Monié *et al.,* 1991) sino con el inicio de la etapa de reestructuración de componente N, ya que hay una notable recristalización ligada a los pliegues vergentes al NNW (figura 3). Aun así, estas edades (Aquitaniense superior - Burdigaliense inferior) resultan algo jóvenes en relación con las evidencias geológicas antes mencionadas.

Junto al Complejo Alpujárride, el Complejo Nevado - Filábride y el Maláguide son los constituyentes fundamentales del Dominio de Alborán. El Maláguide es diferente a los otros dos conjuntos; su columna litológica abarca una edad más amplia y la edad del metamorfismo y la deformación principal no es alpina sino herciniana (Chalouan y Michard,1990; Balanyá, 1991). Por el contrario, hay importantes analogías entre la evolución tectonometamórfica del Nevado - Filábride y la del Alpujárride. En ambos se ha reconocido un metamorfismo alpino inicial de alta presión y un metamorfismo posterior de presión intermedia, con una caída de presión casi isotérmica (véanse revisiones recientes en Soto, 1991, y Balanyá, 1991). En el Nevado - Filábride, Soto (1991) ha reconocido la existencia de pliegues acostados que doblan las isogradas del metamorfismo, y ha sugerido su correlación con los pliegues tardimetamórficos del Alpujárride. La ulterior superposición de la Unidad de Bédar-Macael sobre la de Calar Alto es postmetamórfica y se verificó mediante cizallas semifrágiles de traslación al NNW, cuyos contactos aparecen retomados por cizallas extensionales frágiles que desplazan el techo hacia el WSW. Así, tanto en el Alpujárride como en el Nevado - Filábride se puede reconstruir un esquema evolutivo consistente en : un episodio de subducción-colisión (alta presión); un rápido adelgazamiento de la cuña orogénica (evidenciado en una caída de presiones concomitante con el desarrollo de cizallamiento sinmetamórfico extensional); un nuevo engrosamiento, más modesto, tardi a postmetamórfico (movimientos hacia el NNW); un importan-

te adelgazamiento (extensión hacia el WSW o S); y, desde el Tortoniense superior, plegamiento suave y fracturación de ángulo alto, indicadores de un reciente acortamiento NNW-SSE.

El Complejo Alpujárride se encuentra superpuesto al Nevado - Filábride. El solapamiento que se infiere de la alineación de las ventanas tectónicas del Nevado - Filábride sugiere un vector cinemático de fuerte componente norte; y, por otro lado, existe superposición de isogradas del metamorfismo de baja presión (rocas alpujárrides con sillimanita están por encima del Complejo Nevado - Filábride). En consecuencia, este importante cabalgamiento pertenece, al menos en parte, al episodio de traslaciones postmetamórficas dirigidas al NNW. El contacto actual entre los Complejos Alpujárride y Nevado - Filábride es, sin embargo, una gran falla normal posterior (García Dueñas y Martínez, 1988; Galindo *et al.*,1989, 1991).

El acortamiento aproximadamente N-S cuyas pruebas han sido discutidas tiene soporte en reconstrucciones paleomagnéticas de los movimientos Iberia / Africa (Livermore y Smith, 1985; Roest y Srivasta, 1991). En el mismo sentido, investigaciones de tomografía sísmica en el Mediterráneo occidental (Spakman, 1986) sugieren una notable subducción de Africa.

Dentro de la evolución de acontecimientos que se acaba de proponer, basada en datos de geología de superficie, ha de incluirse el adelgazamiento que, en el Mioceno inferior - medio, dió lugar a la cuenca de Alborán (más extensa que el actual Mar de Alborán). La causa última del adelgazamiento es objeto de especulación (Livermore y Smith, 1985; Dewey, 1988; Platt y Vissers, 1989; Channel y Mareschal,1989). Tampoco están claras la geometría y la cinemática del adelgazamiento, ya que hay dificultades para relacionar la estructura del actual Mar de Alborán (Maldonado *et al.,* 1992) con las estructuras extensionales conocidas en tierra (García Dueñas y Martínez Martínez, 1988; Galindo *et al.,* 1989; García Dueñas y Balanyá, 1991; Jabaloy *et al.,* 1992). En cualquier caso, la etapa de pliegues tardimetamórficos y cizallas frágiles con traslación al NNW fué anterior o, a lo sumo, llegaría a solaparse con el inicio de la extensión en la Cuenca Argelino - Balear; la Cuenca de Alborán, que es la continuación hacia el W de la Cuenca Argelino - Balear, se desarrolló con posterioridad. La extensión en la Cuenca Argelino - Balear provocó el desplazamiento hacia el W de la corteza del Dominio de Alborán, y su anexión a los paleomárgenes sudibérico y magrebí entre el Aquitaniense y el Mioceno medio, (Comas *et al.,* 1986; Bouillin *et al.,* 1986; Sanz de Galdeano, 1990b). Durante esta traslación hacia el W se produjo la extensión postmantos (formación de la cuenca de Alborán) y, en el frente, se desarrolló el Cabalgamiento de Gibraltar (Balanyá y García Dueñas, 1988). Tras el bloqueo de este desplazamiento hacia el W han vuelto a ser dominantes las estructuras indicadoras de convergencia NNW - SSE (Sanz de Galdeano, 1990b.): pliegues abiertos de gran longitud de onda y sistemas de fallas de fuerte buzamiento.

Agradecemos a un revisor anónimo el examen detallado del texto original.

Bibliografía

Aldaya, F. (1970): La sucesión de etapas tectónicas en el dominio Alpujárride (Zona Bética, provincia de Granada). Cuad. Geol. Univ. Granada, 1: 159-181.

Aldaya, F. (1981): Mapa Geol. España 1:50000 (2.ª ser.), hoja n.° 1056 (Albuñol). Memoria explicativa por F. Aldaya, 39 pp, IGME.

Aldaya, F., Baena, J., y Ewert, K. (1983a): Mapa Geol. España 1:50000 (2.ª ser.), hoja n.° 1057 (Adra). Memoria explicativa por F. Aldaya, J. Baena y K. Ewert, 60 pp, IGME.

Aldaya, F., Baena, J. y Ewert, K. (1983b): Mapa Geol. España 1:50000 (2.ª serie), hoja n.° 1043 (Berja). Memoria explicativa por F. Aldaya, J. Baena y K. Ewert, 60 pp, IGME.

Aldaya, F., Martínez García, E., Avidad, J., García Dueñas, V., Navarro Vilá, F., Gallegos, J., Diaz de Federico, A. y Puga, E. (1979): Mapa Geol. España 1:50000 (2.ª serie), hoja n.° 1042 (Lanjarón). Memoria explicativa por F. Aldaya, E. Puga, A. Díaz de Federico y V. García Dueñas, 65 pp, IGME.

Avidad, J. y García Dueñas, V. (1981): Mapa Geol. España 1:50000 (2.ª serie), hoja n.° 1055 (Motril). Memoria explicativa por V. García Dueñas y J. Avidad, 36 pp, IGME.

Avidad, J., García Dueñas, V., Gallegos, J. y González Donoso, J. M. (1981): Mapa Geol. España 1:50000 (2.ª serie), hoja n.° 1041 (Dúrcal). Memoria explicativa por V. García Dueñas, J. Avidad, J. M. González Donoso y J. A. Gallegos, 45 pp, IGME.

Azañón, J. M. y Goffé, B. (1991): New occurrence of carpholite-kyanite cookeite assemblages in the Alpujárride Nappes, Betic Cordillera, SE Spain. *Terra Abstracts,*3: 88.

Balanyá, J. C. (1991): *Estructura del Dominio de Alborán en la parte norte del Arco de Gibraltar.* Tesis Univ. Granada, 210 pp.

Balanyá, J. C., Campos, J., García Dueñas, V., Orozco, M. y Simancas, J. F. (1987): Generaciones de cabalgamientos y pliegues recumbentes en los Mantos Alpujárrides entre Ronda y Almería. Cordilleras Béticas. *Geogaceta,*2: 51-53.

Balanyá, J. C. y García Dueñas, V. (1988): El cabalgamiento cortical de Gibraltar y la tectónica de Béticas y Rif. *II Congreso Geol. de España,* vol. Simposios: 35-44.

Balanyá, J. C. y García Dueñas, V. (1991): Estructuración de los Mantos Alpujárrides al W de Málaga (Béticas, Andalucía). *Geogaceta,* 9: 30-33

Bouillin, J. P., Durand Delga, M. y Olivier, Ph. (1986): Betic-Rifian and Tyrrehenian Arcs: distinctive features, genesis and development stages. In:*The Origin of the Arcs* (F. C. Wezel, Ed.), Elsevier: 281-304.

Butler, R.W.H. (1987): Thrust sequences. *J. Geol. Soc. London,*144: 619-634.

Butler, R.W.H. (1992): Thrust zone kinematics in a basement-cover imbricate stack: Eastern Pelvoux Massif, French Alps. *J. Struct. Geol.,*14: 29-40.

Campos, J. y Simancas, J. F. (1989): Los pliegues tumbados del Manto de Lújar y su modificación por el sistema de cabalgamientos frágiles (Complejo Alpujárride, Cordillera Bética). *Geogaceta,* 6: 50-52.

Comas, M. C., García Dueñas, V. y Navarro Vilá, F. (1986): Mapa Geol. España 1:50000 (2.ª ser.), hoja n.° 992 (Moreda). Memoria explicativa por M.C. Comas y V. García Dueñas, 51 pp, IGME.

Comas, M. C., García Dueñas, V. y Jurado, M. J. (1992): Neogene Tectonic Evolution of the Alboran Sea from MCS Data. *Geo-Marine Letters,* 12: 157-164.

Coruh, C., Bollinger, G. A. y Costain J. K. (1988): Seismogenic structure in the Central Virginia seismic zone. *Geology,* 16: 748-751.

Coward, M. P. (1985): The thrust structures of southern Assynt, Moine thrust zone. *Geological Magazine*,122: 595-607.

Cuevas, J. (1988): *Microtectónica y metamorfismo de los Mantos Alpujárrides del tercio central de las Cordilleras Béticas (entre Motril y Adra).* Tesis Univ. Pais Vasco, 283 pp.

Cuevas, J., Aldaya, F., Navarro Vila, F. y Tubía, J. M. (1986): Caractérisation de deux étapes de charriage principales dans les nappes Alpujárrides centrales (Cordilleres Bétiques,Espagne). *C. R. Acad. Sci. Paris,* 302: 1177-1180.

Cuevas, J., Aldaya, F., Navarro Vilá, F. y Tubía, J. M. (1990): Structure of the Alpujárrides on the Southern and Eastern border of the Sierra de Lújar. *Estudios Geol.,* 46: 209-216.

Cuevas, J. y Tubía, J. M. (1990):Quartz fabric evolution within the Adra Nappe (Betic Cordilleras, Spain). *J. Struct. Geol.,* 12: 823-833.

Chalouan, A. y Michard, A. (1990): The Ghomarides nappes, Rif coastal range, Morocco: avariscan chipin the alpine belt.*Tectonics,* 9: 1565-1583.

Channel, J.E.T. y Mareschal, J. C. (1989): Delamination and asymmetric lithospheric thickening in the development of the Tyrrehnian Rift. In:*Alpine Tectonics* (M. P. Coward, D. Dietrich y R. G. Park, Ed.), *Geol. Soc. Special Publ.*, 45: 285-302.

Davis, D., Suppe, J. y Dahlen, F. A. (1983): Mechanics of fold and thrust belts and accretionary wedges. *J. Geophys. Res.,* 88: 1153-1172

De Larouzière, F. D., Bolze, J., Bordet, P., Hernández, J., Montenat, C. y Ott d'Estevou, P. (1988): The Betic segment of the lithospheric trans-Alboran shear zone during the Late Miocene. *Tectonophysics,* 152: 41-52.

Delgado, F. (1978): *Los Mantos Alpujárrides en la Sierra de Baza (Cordilleras Béticas).* Tesis Univ. Granada, 483 pp.

Dewey, J. (1988): Extensional collapse of Orogens. *Tectonics,* 7: 1123-99.

Elorza, J., García Dueñas, V., Matas, J. y Martin, L. (1979): Mapa Geol. España 1:50000 (2.ª ser.), hoja n.º 1040 (Zafarraya). Memoria explicativa por V. García Dueñas y J. Elorza, 64 pp, IGME.

Estévez, A., Delgado, F., Sanz de Galdeano, C. y Martín Algarra, A. (1985): Los Alpujárrides al S de Sierra Nevada. Una revisión de su estructura. *Mediterránea Ser. Geol.*, 4: 5-32.

Galindo, J., González Lodeiro, F. y Jabaloy, A. (1989): Progressive extensional shear structures in a detachement contact in the Western Sierra Nevada (Betic Cordilleras, Spain). *Geodinámica Acta,* 3: 73-85.

Galindo, J., González Lodeiro, F. y Jabaloy, A. (1991): Geometría y cinemática de las deformaciones frágiles post-Aquitanienses en los materiales alpujárrides, y su relación con el contacto Alpujárride/Nevado-Filábride. *Geogaceta,* 10: 130-134.

Gallegos, J. A. (1975): *Los Alpujárrides al W de Sierra Nevada.* Tesis Univ. Granada, 494 pp.

García Dueñas, V. y Balanyá, J. C. (1991): Fallas normales de bajo ángulo a gran escala en lasBéticas occidentales. *Geogaceta,* 9: 33-37.

García Dueñas, V., Balanyá, J. C. y Martínez Martínez, J. M. (1992): Miocene extensional detachements in the outcropping basement of the northern Alboran basin and their tectonic implications. *Geo-Marine Letters,* 12: 88-95.

García Dueñas, V. y Martínez Martínez,.J. M. (1988): Despegues extensionales en el Dominio de Alborán. *Symposium on the Geology of the Pyrenees and Betics, Barcelona, Abstracts,* p. 23.

García Dueñas, V. y Navarro Vilá, F. (1976): Alpujarrides, Malaguides et autres unités allochtones au Nord de la Sierra Nevada (Cordillères Bétiques, Andalousie). *Bull. Soc. géol. France*, 7: 641-648.

Gervilla, F.,Torres, J., Martin, J. y Fenoll, P. (1985): Los depósitos de F-(Pb-Zn) del Coto minero de Turón (Granada). *Bol. Soc. Esp. Min.,* 8: 219-228.

Goffé, B., Michard, A., García Dueñas, V., González Lodeiro, F., Monié, P., Campos, J., Galindo, J., Jabaloy, A., Martínez, J. M. y Simancas, J. F. (1989): First evidence of high pressure, low temperature metamorphism in the Alpujárride nappes, Betic Cordilleras (SE Spain). *Eur. J. Mineral.,* 1: 139-142.

Hernáiz, P. (1990): Structural evolution of the Moine Thrust Belt in Northern Assynt (NW of Scotland): balanced cross-sections and fault rocks. *Rev. Soc. Geol. España,* 3 (1-2): 137-159.

Jabaloy, A., Galindo Zaldívar, J. y González Lodeiro, F. (1992): The Mecina Extensional System: Its Relation with the Post-Aquitanian Piggy-Back Basins and the Paleostresses Evolution (Betic Cordilleras, Spain). *Geo-Marine Letters,* 12: 96-103.

Jong, K. de (1991): Tectono-Metamorphic studies and radiometric dating in the Betic Cordilleras (SE Spain). *Drukkerig Elinkwijk B.V.- Utrecht, Amsterdam,* 204 pp.

Livermore, R. A. y Smith, A. G. (1985): Some boundary conditions for the evolution of the Mediterranean. In: *Geological Evolution of the Mediterranean Basin* (D. J. Stanley, & F. C. Wezel, Eds.), Springer: 89-105.

Maldonado, A., Campillo, A. C., Mauffret, A., Alonso, B., Wooside, J. y Campos, J. (1992): Alboran Sea Late Cenozoic Tectonic and Stratigraphic Evolution. *Geo-Marine Letters,* 12: 179-186.

Martínez Catalán, J. R. y Arenas, R. (1992): Deformación extensional de las unidades alóctonas superiores de la parte oriental del Complejo de Ordenes. *Geogaceta,* 11: 108-111.

Monié, P., Galindo Zaldívar, J., González Lodeiro, F., Goffé, B., Jabaloy, A.(1991): 40Ar/39Ar geochronology of Alpine tectonism in the Betic Cordilleras (southern Spain). *J. Geol. Soc. London,* 148: 288-297.

Navarro Vilá, F. (1976): *Los Mantos Alpujárrides y Maláguides al N de Sierra Nevada.* Tesis Univ. Bilbao, 288 pp.

Orozco, M. (1972): *Los Alpujárrides en la Sierra de Gádor occidental (prov. de Almería).* Tesis Univ. Granada, 399 pp.

Platt, J. P. (1984): Balanced cross-sections and their implications for the deep structure of the northwest Alps: Discussion. *J. Struct. Geol.* 6: 603-606.

Platt, J. P. (1986): Dynamics of orogenic wedges and the uplift of high pressure metamorphic rocks. *Geol. Soc. Amer. Bull.,* 97: 1037-1053

Platt, J. P. y Vissers, R.L.M. (1989): Extensional collapse of thickened continental lithosphere: A working hypothesis for the Alboran Sea and Gibraltar Arc. *Geology,* 17: 540-543.

Priem, H.N.A., Boelrijk, N.A.I.M., Hebeda, E.H., O en, I.S., Verdurmen, E.T. y Verschure, R.H. (1979): Isotopic dating of the emplacement of the ultramafic masses in the Serranía de Ronda, southern Spain. *Contrib. Mineral. Petrol,* 70: 103-109.

Rehault, J. P., Boillot, G. y Mauffret, A. (1985): The Western Mediterranean Basin. In: *Geological Evolution of the Mediterranean Basin* (D.J. Stanley & F. C. Wezel, Eds.), Springer: 101-129.

Rodríguez Fernández, J. y Sanz de Galdeano, C. (1992): Onshore Neogene Stratigraphy in the North of the Alboran Sea (Betic Internal Zones): Paleogeographic Implications. *Geo-Marine Letters* , 12: 123-128.

Roest, W. R. y Srivasta, S. P. (1991): Kinematics of the plate boundaries between Eurasia, Iberia, and Africa in the North Atlantic from the Late Cretaceous to the present. *Geology,* 19: 613-616.

Sanz de Galdeano, C. (1983): Los accidentes y fracturas principales de las Cordilleras Béticas. *Estudios Geol.* 39: 157-165.

Sanz de Galdeano, C. (1990a): Estructura de la Sierra de Guájares y sectores próximos (Conjunto Alpujárride, Cordilleras Béticas). *Estud. Geol.,* 46: 123-134.

Sanz de Galdeano, C. (1990b): Geologic evolution of the Betic Cordilleras in the Western Mediterranean,Miocene to present. *Tectonophysics,* 172: 107-119.

Simancas, J. F. y Campos, J. (1988): La estructuración de componente N de los Mantos Alpujárrides en el sector central de la Cordillera Bética. *II Congreso Geol. España, vol. Simposios:* 27-33.

Soto, J. I. (1991): *Estructura y evolución metamórfica del Complejo Nevado-Filábride en la terminación oriental de la Sierra de los Filabres (Cordilleras Béticas).* Tesis Univ. Granada, 258 pp.

Spakman, W. (1986): Subduction beneath Eurasia in connection with the Mesozoic Tethys. *Geologie en Mijnbouw,* 65: 145-153.

Torres Roldán, R. L. (1974): El metamorfismo progresivo y la evolución de la serie de facies en las metapelitas alpujárrides al SE de Sierra Almijara (Sector Central de las Cordilleras Béticas, S de España). *Cuadernos de Geol. Univ. Granada,* 5: 21-77.

Tubía, J. M. (1988): Estructura de los Alpujárrides occidentales: cinemática y condiciones de emplazamiento de las peridotitas de Ronda. Parte IV: deformaciones de las peridotitas de Sierra Alpujata. *Bol. Geol. Minero,* 99 (5): 71-103.

Tubía, J. M. y Cuevas, J. (1986): High temperature emplacement of the Los Reales peridotite nappe (Betic Cordillera, Spain). *J. Struct. Geol.,* 8: 473- 482.

Tubía, J. M.,Cuevas, J., Navarro-Vilá, F., Alvarez, F. y Aldaya, F. (1992): Tectonic evolution of the Alpujárride Complex (Betic Cordillera, southern Spain). *J. Struct. Geol.,* 14: 193-203.

Tubía, J. M. y Gil Ibarguchi, I. (1991): Eclogites of the Ojen Nappe: a record of subduction in the Alpujárride complex (Betic Cordilleras, southern Spain). *J. Geol. Soc. London,* 148: 801-4.

Yin, A. y Kelty, K. (1991): Development of normal faults during emplacement of a thrust sheet: an example from the Lewis allochton, Glacier National Park, Montana (USA). *J. Struct.Geol.,* 13: 37-47.

Zeck, H. P., Albat, F., Hansen, B. T., Torres Roldán, R. L., García Casco, A y Martín Algarra, A. (1989): A 21±2 Ma age for the termination of the ductile Alpine deformation in the internal zone of the Betic Cordilleras, South Spain. Tectonophysics, 169: 215-220.

Recibido el 24 de abril de 1992; aceptado el manuscrito revisado el 20 de noviembre de 1992