

El sentido de desplazamiento de los Mantos Nevado-Filábrides

V. García-Dueñas. Inst. And. Geología Mediterránea. CSIC-Universidad. 18071 Granada.
 J. M. Martínez Martínez. Inst. And. Geología Mediterránea. CSIC-Universidad. 18071 Granada.
 M. Orozco. Departamento de Geología. Universidad de Sevilla. 41012 Sevilla.
 D. Martín Ramos. Inst. And. Geología Mediterránea. CSIC-Universidad. 18071 Granada.

ABSTRACT

The Veleta Unit and the Mulhacen nappe Group (Calar Alto and Bédar-Macael Nappes) make up the Nevado-Filábride Complex. The westward movement of the both nappes occurred along NW to WSW trajectories. In the Sierra Nevada, the nappe pile is strongly thinned.

García-Dueñas, E.; Martínez Martínez, J. M.; Orozco, M., y Martín Ramos, D. (1987): El sentido de desplazamiento de los Mantos Nevado-Filábrides. *Geogaceta*, 3, 11-13.

Key words: *mylonitic fabrics, shear zones, nappes, Betic Cordilleras.*

Introducción

El Complejo Nevado-Filábride, el más bajo de los constituyentes de la Zona Bética, se consideró compuesto por cuatro unidades, esencialmente diferenciadas a partir de criterios litoestratigráficos por varios autores (cf. Egeler y Simon, 1969). Tales unidades, reconocidas en la Sierra de los Filabres, fueron los mantos de Almocaizar, Bédar y Chive-Macael, más la Un. de Nevado-Lubrín (orden

descendente). Una revisión de Kampschuur (1975) las redujo a Un. de Almocaizar (más las Unidades Nevado-Filábrides altas), Un. de Bédar-Macael y Un. Nevado-Lubrín.

Por su parte, Puga et al. (1974) integraron en su Complejo de Sierra Nevada, el Manto del Mulhacén y el Manto del Veleta, el primero de ellos estando constituido por unidades equivalentes a Las Sabinas y Caldera (siempre en orden descendente). El contacto entre los Mantos de Mulha-

cén y Veleta no fue reconocido en la Sierra de los Filabres hasta Martínez Martínez (1980).

Nuevas observaciones sobre la Sierra de los Filabres nos han permitido establecer la geometría de los cabalgamientos dúctiles existentes e individualizar las unidades mayores con datos estructurales. El sentido de desplazamiento de los mantos se ha fundamentado en el análisis de fábricas de cuarzo y de otras microestructuras asociadas a las zonas de cizalla dúctil

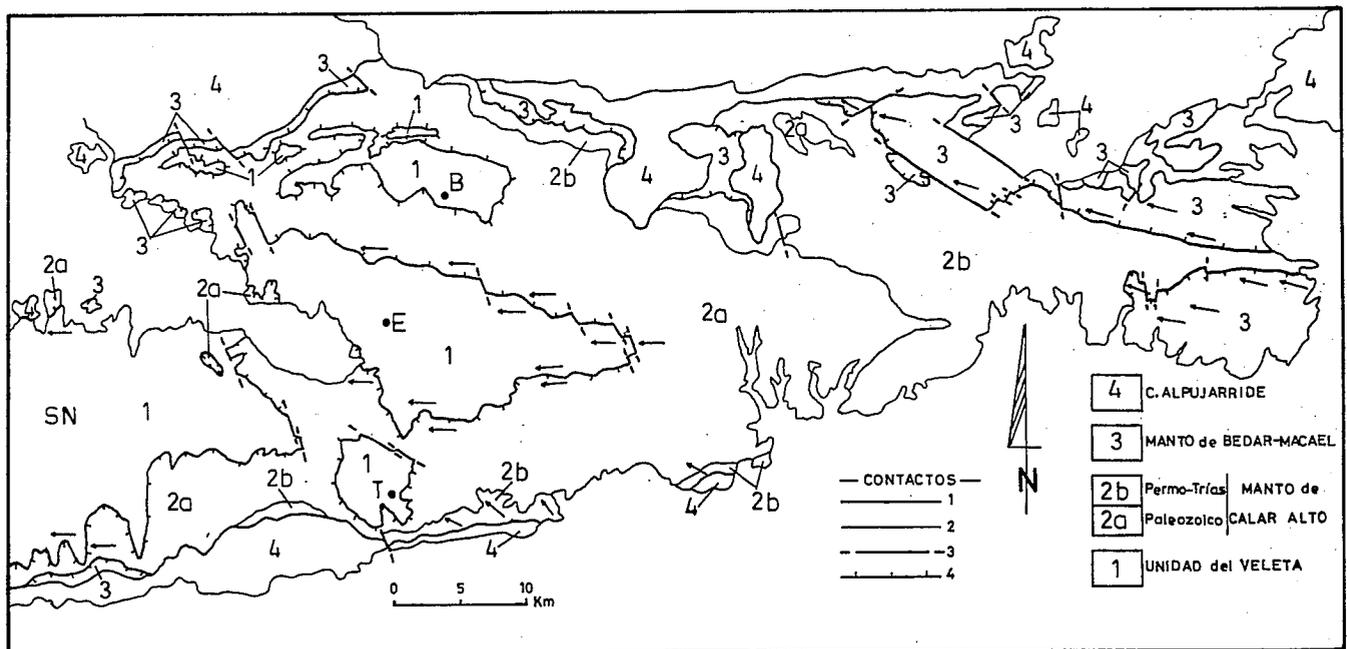


Fig. 1.—Esquema estructural de la Sierra de los Filabres y de la Sierra Nevada oriental.

Principales afloramientos de la Un. del Veleta: SN, ventana de Sierra Nevada; T, v. de Tices; E, v. de Escúllar; B, v. de Benacebada. Contactos: 1) entre Alpujarride y Nevado-Filábride; 2) límite entre las Formaciones Tahal (2b) y Montenegro (2a); 3) fallas; 4) discontinuidades mayores (límite de mantos). Las flechas indican el sentido de movimiento de los mantos.

identificadas. Los resultados se pueden extender a la Sierra Nevada, con las limitaciones impuestas por el brutal adelgazamiento de los mantos hacia el W como consecuencia de un despegue extensional relacionado con una gran falla normal de bajo ángulo.

Mantos y zonas de cizalla en la Sierra de los Filabres

La prolongación, al E de la Sierra Nevada, de la zona de cizalla límite entre «Mulhacén» y «Veleta» (Campos et al., 1986; Martínez Martínez, 1986), se sitúa dentro de la primitiva Un. Nevado-Lubrín. Esta «unidad» reunía, por tanto, materiales pertenecientes a dos mantos, diferenciados ahora en la Sierra de los Filabres. El trazado de este contacto (fig. 1) determina la correlación estructural entre ambas sierras, si bien su posición se sitúa por debajo de la indicada por Puga et al. (1974).

A muro de la zona de cizalla, de aproximadamente 500 m de espesor, se halla la Un. del Veleta; a techo del cabalgamiento está el Manto de Calar Alto (García-Dueñas et al., 1987), constituido por una sucesión de esquistos paleozoicos y triásicos (?) coronada por una formación carbonática. Existen reliquias de metamorfismo de alta presión en varios niveles, localizados preferentemente en la parte superior de la sucesión.

El Manto de Calar Alto, de unos 5 km de espesor, tiene a techo otra zona de cizalla que incluye como conjunto la parte terminal de la Un. Nevado Lubrín y las Un. de Bédar-Macael y Almocaizar de Kampschuur (1975). Todo este conjunto constituye el Manto de Bédar-Macael, formado por pliegues recumbentes rotados, que involucran a esquistos más rocas carbonáticas triásicas (?) (Fm. Casas) y a esquistos con ortogneises (rocas graníticas de 269 ± 6 m. a.; Priem et al., 1966). Este manto debe estar incompleto, pues lo existente, menos de 1 km de espesor, forma parte de la zona de cizalla Bédar-Macael/Calar Alto.

En suma, la pila nevado-filábride estaría formada por la Un. del Veleta y los Mantos de Calar Alto y Bédar-Macael. Ambos forman el Grupo de mantos del Mulhacén, al que también pertenecen las Un. de Caldera y Sabinas (Puga et al., 1974).

Las Un. de Veleta aflora (fig. 1) en varias ventanas, las más extensas de las cuales son las de Sierra Nevada, Tices, Escúllar y Benacebada. A su vez, el Grupo del Mulhacén aflora en ventana bajo el Complejo Alpujárride.

La dirección de transporte en las zonas de cizalla

Las trayectorias de flujo cinemático se han inferido de la orientación de la lineación de estiramiento, que en la Sierra de los Filabres varía entre ENE y SE, con dos máximos alrededor de N80E y N120E. La dispersión es comparable a la hallada por Platt et al. (1984), si se exceptúa la Sierra Alhamilla.

El sentido de movimiento de los mantos se ha establecido mediante el estudio de la orientación preferente de los ejes del cuarzo, de las estructuras C-S y de la asimetría de colas y sombras de presión de porfiroclastos. Los dos últimos indicadores manifiestan sentido de movimiento de componente W, congruente con el obtenido del análisis de fábricas de cuarzo de milonitas de ambas zonas de cizalla. Así, de 81 fábricas estudiadas (microscopio y goniómetro de texturas), 56 indican sentido de movimiento de componente W, 11 indican E y 10 son simétricas; 4 con lineación de estiramiento próxima a N-S, indican movimiento al N.

Estos resultados contradicen los de Berhmann y Platt (1982), González Lodeiro et al. (1984), Orozco (1986) y algunos de Martínez Martínez (1986). Se han revisado (en lo posible) los afloramientos muestrados por ellos y, en muchos casos, se ha comprobado que se muestrearon flancos inversos de pliegues con ejes subparalelos a la lineación de estiramiento. Estos pliegues son posteriores al cizallamiento dúctil y de ahí el sentido de movimiento contrario resultante.

Conclusiones

Tres unidades mayores constituyen el Complejo Nevado Filábride: Un. del Veleta, Manto de Calar Alto y Manto de Bédar-Macael. Ambos mantos integran el Grupo de mantos del Mulhacén. Dichos mantos se han trasladado hacia el W según trayectorias variables entre NW y WSW,

deducidas de la orientación de la lineación de estiramiento.

Los mantos del Grupo del Mulhacén poseen reliquias de metamorfismo de alta presión y están muy adelgazados en Sierra Nevada, en donde sus contactos no son genuinos de cabalgamiento, sino de fallas extensionales. Sin embargo, la correlación estructural entre la Sierra de los Filabres y Sierra Nevada queda establecida.

Trabajo financiado por CSIC y CAICYT, proy. 2-461-2/PR84-0079-C04-02.

Referencias

- Berhmann, J. H. y Platt, J. P. (1982): *Earth Planetary Science Letters*, 59, 208-215.
- Campos, J.; García-Dueñas, V.; González Lodeiro, F. y Orozco M. (1986): *Geogaceta*, 1, 15-17.
- Egeler, C. G. y Simon, O. J. (1969): *Vehr. K. Ned. Akad. Wet., Afd. Natuurk.*, 25 (3), 1-19.
- García-Dueñas, V.; González Lodeiro, F.; Jabaloy, A.; Martínez Martínez, J. M. y Orozco, M. (1987): *Conference on deformation and Plate tectonics* (Abstracts), 36.
- González-Lodeiro, F.; Orozco, M.; Campos, J. y García-Dueñas, V. (1984): En: *El borde mediterráneo español. Evolución del orógeno Bético y geodinámica de las depresiones neógenas*, Univ. Granada, 5-8.
- Kampschuur, W. (1975): *Tectonophysics*, 27, 57-81.
- Martínez Martínez, J. M. (1980): *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 11, 82-106.
- Martínez Martínez, J. M. (1986): *Estudios geol.*, 42, 291-300.
- Martínez Martínez, J. M. (1986): *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 13, 1-194.
- Nijhuis H. J. (1964): *Tesis Univ. Amsterdam*, 1-155.
- Orozco, M. (1986): *Geogaceta*, 1, 40-41.
- Platt, J. P.; Berhmann, J. H.; Martínez, M. J. M. y Vissers R. L. M. (1984): *Geologische Rundschau*, 73, 773-785.
- Priem, H. N. A.; Boelrijk, N. A. I. M.; Hebeda, E. H. y Verschure, R. H. (1966): *Geol. en Mijnb.*, 45, 184-187.
- Puga, E.; Díaz de Federico A. y Fontboté J. M. (1974): *Estudios geol.*, 30, 543-548.

Recibido el 12 de septiembre de 1987

Aceptado el 2 de octubre de 1987

Comentarios

Pregunta Guillermo Zevenhuizen.—¿Los dos contactos tectónicos mencionados:

entre Manto de Veleta y Manto de Calar Alto, por un lado, y entre Manto de Calar Alto y Unidad Bédar-Macael, por otro lado, tienen la misma edad?

¿Ambos contactos muestran las mismas fábricas de ejes-C de cuarzo?

Respuesta J. Martínez.—Tienen la misma edad y están directamente relacionados con la fase de deformación alpina D₂.

Muestran similares texturas y fábricas miloníticas. Las orientaciones de la lineación de estiramiento en ambos casos es muy parecida dentro de la dispersión y el sentido de movimiento deducido en el mismo.

Pregunta Guillermo Zevenhuizen.—¿El flanco inverso de la Unidad Bédar-Macael se halla situado dentro de la serie litológica denominado Unidad «Umbria de las

Canteras», de Lintmout & Vissers (Geologie & Mijnbouw, 1979).

Respuesta de J. Martínez.—El flanco inverso de la Unidad Bédar-Macael está constituido por la parte superior de la antigua Unidad Nevado-Lubria (Kampschuur, 1975); se trata de esquistos y mármoles de edad probablemente Triásica (la Fm. Casas), que muestran una intensa deformación dúctil con foliación milonítica y lineación de estiramiento.

Características del metamorfismo hidrotermal del Complejo Plutónico de la Caldera de Taburiente (La Palma, Canarias)

R. Arenas. Departamento de Petrología y Geoquímica. Universidad Complutense. 28040 Madrid.
J. de la Nuez. Departamento de Edafología y Geología. Universidad de la Laguna. Tenerife.

ABSTRACT

The Plutonic Complex cropping out in the Caldera de Taburiente is affected by a marked hydrothermal metamorphism, whose metamorphic peak conditions were reached in the upper-T part of the greenschist facies. A later retrogradation to the zeolite facies is related with the uplift of the ensemble from the ocean floor to the surface.

Arenas, R. y Nuez, J. de la (1987): Características del metamorfismo hidrotermal del Complejo Plutónico de la Caldera de Taburiente (La Palma, Canarias). *Geogaceta*, 3, 13-15.

Key words: *Hydrothermal metamorphism, Canary Islands.*

Introducción

El Complejo Basal de la isla de La Palma, que aflora en el interior de la Caldera de Taburiente, está formado por una serie volcánica submarina intruida por varias familias de diques y de gabros (Nuez 1983, Staudigel y Schmincke 1984). La serie efusiva tiene una potencia de más de 1.800 metros y presenta una acusada estructura domática, cuyo núcleo coincide con el centro de la caldera y está ocupado por las rocas gabroicas. Estas litologías constituyen un Complejo Plutónico (CP) de extensión moderada, del que forman parte gabros, gabros olivínicos y gabros alcalinos (teralitas, teschenitas y melteigitas), junto con cantidades limitadas de wehrlitas y piroxenitas (Nuez 1983).

Los materiales del Complejo Basal han sido afectados por metamorfismo hidrotermal, cuya intensidad aumenta hacia el CP (Hernández Pacheco y

Fernández Santín 1974, Staudigel y Schmincke 1984). Su desarrollo está favorecido por la circulación convectiva de soluciones hidrotermales en el interior del edificio eruptivo original, respondiendo a los modelos clásicos aceptados para la génesis del metamorfismo oceánico en dorsales y otras zonas submarinas de intenso magmatismo (Miyashiro 1973, Coleman 1977).

Paragénesis metamórficas

Las asociaciones metamórficas existentes en el CP se han originado durante dos estadios bien diferenciados: 1, un estadio paroxismal donde se alcanzó el pico térmico y 2, un estadio retrógrado. No se han encontrado paragénesis que puedan interpretarse como ligadas a una etapa progradada inicial, lo que sugiere que o han sido eliminadas durante la etapa de mayor T, o nunca llegaron a for-

marse por comenzar el metamorfismo hidrotermal antes de que el CP se enfriase totalmente.

El estadio paroxismal tiene lugar dentro de la parte de mayor T de la facies de los esquistos verdes. La asociación metamórfica está constituida por clorita, tremolita-actinolita-hornblenda, epidota-clinozoisita, albita-oligoclasa, sericita, esfena, minerales opacos ± andradita ± cuarzo ± serpentina ± carbonatos. El estadio retrógrado da lugar a una compleja sucesión de reacciones minerales. Al final del mismo, la paragénesis estable en el CP es característica de la facies de las zeolitas y consiste en: zeolitas (analcima, thompsonita, escolecita), epidota, minerales opacos ± albita ± adularia ± cuarzo ± serpentina.

La composición de los minerales metamórficos más representativos ha sido determinada por microsonda electrónica (ARL de nueve canales, utilizando patrones comparables a los problemas). Las cloritas más comunes