

mación de las aberturas planares. El proceso se habría completado con la migración de los elementos necesarios desde los niveles de yeso cercanos, que habrían actuado de nutrientes, y su cristalización (según mecanismos físico-químicos como los propuestos por Phillips, 1974; Dabrio y Martín, 1981; Orti, 1977) a la vez que se producían traslaciones entre los bordes de las venas (en las FS además en el plano interno) junto con su dilatación progresiva.

La edad en que se produjo la formación de estas venas es la del plegamiento que afecta a A₄. Respecto a éste no hay criterios definitivos para situarlo. Quizás haya tenido lugar durante la fase tectónica que sugiere Casas (1988) entre las UTS A₄ y A₅ de Muñoz *et al.* (1986-87) y tras la cual se habría producido la distensión que dichos autores señalan; o bien pudo ocurrir en relación con las otras fases posteriores que Riba (1964) y Muñoz *et al.* (1986-87) ponen asimismo de manifiesto.

Referencias

- Casas Sainz, A. M. (1988 a): *II Congreso Geológico de España SGE*, Granada 2, 115-118.
- Casas Sainz, A. M. (1988 b): *Acta Geol. Hisp.*, 23, 223-231.
- Castiella, J.; Solé, J. y Villalobos, L. (1977): *Mapa Geológico de España E. 1:50.000. Hoja nº 243, Calahorra*. Edit. IGME, 27 págs. Madrid.
- Crusafont, M.; Truyols, J. y Riba, O. (1966): *Not. Comun. Inst. Geol. Min. España*, 90, 53-76.
- Cuenca Bescos, G. (1985): *Los roedores (Mammalia) del Mioceno inferior de Autol (La Rioja)*. Ciencias de la Tierra, 2, 96 págs. Edit. IER. Logroño.
- Cuenca Bescos, G. (1983): *Estudios Geol.*, 39, 217-224.
- Dabrio, C. J. y Martín, J. M. (1981): *Bol. Real Soc. Española Hist. Nat. (Geol.)*, 79, 215-223.
- Durney, D. W. and Ramsay, J. G. (1973): In: *Gravity & Tectonics*. Edit.: K. A. de Jong and R. Scholten. Van Bemmelen vol. Wiley-Interscience. 67-96. New-York.
- Goldstein, A. G. and Collins, E. W. (1984): *Geology*, 12, 314-317.
- Hoeppener, R.; Brix, M. and Vollbrecht, A. (1983): *Geol. Rund.*, 72, 3, 1167-1196.
- Machel, H. G. (1985): *Sedimentology*, 32, 443-454.
- Mendizábal, J.; Comba, A.; Ríos, J. M. y Texeira, G. (1947): *Mapa Geológico de España E. 1:50.000. Hoja nº 243. Calahorra*. Edit. IGME, 36 págs. Madrid.
- Muñoz, A.; Pardo, G. y Villena, J. (1986-87): *Acta Geol. Hisp.*, 21-22, 427-435.
- Ortega Lozano, A. y Pérez Lorente, F. (1984): *Berceo (Ciencias)*, 2, 99-113.
- Ortí Cabo, F. (1977): *Rev. Inst. Inv. Geol. Dip. Prov. Barcelona*, 32, 87-152.
- Phillip, H. et Etchecopar, A. (1978): *Bull. Soc. Géol. France* (7), 20, 263-268.
- Phillips, W. J. (1974): *Jour. Geol. Soc. London*, 130, 441-448.
- Ramsay, J. G. (1980): *Nature*, 284, 135-139.
- Ramsay, J. G. and Huber, M. I. (1983): *The techniques of modern structural geology*. Vol. I. Strain Analysis. Edit. Acad. Press. 307 págs. London.
- Riba, O. (1964): *Aport. Esp. XX Congres. Geogr. Inter.*, 127-138.

Recibido el 29 de septiembre de 1989
Aceptado el 10 de octubre de 1989

Las facies de areniscas en el Keuper inferior del Trías Subbético de Alcaudete (Cordillera Bética)

A. Pérez López (*), M. López Chicano (**)

(*) Dpto. de Estratigrafía y Paleontología. Facultad Ciencias. 18002 Granada.

(**) Instituto Andaluz de Geología Mediterránea (CSIC-Univ. Granada). Facultad de Ciencias. 18002 Granada

Trabajo realizado dentro del proyecto PB 85-0385 de la CAICYT.

ABSTRACT

Beds of intercalated sandstones among the silt of Keuper facies, in the region of Alcaudete, is interpreted by this report as a deposit of several subenrionments inside a ephemeral fluvial sistem, made up by unstable and poor defined channels, with frequent fluctuations of the flow alternating sedimentation and erosion.

The mechanism of channel infilling (with avulsion) are the predominant ones, as well as the ones of overflowing and spilling together with those of sheet flow.

Key words: Keuper, ephemeral streams, sheet flow.

Geogaceta, 7 (1990), 7-9.

Introducción

López Chicano y Fernández (1988) relacionan el Trías de la región de Alcaudete con el Trías de Valencia, estableciendo un paralelismo entre las formaciones definidas por Ortí Cabo (1974) y el Keuper del Trías de Alcaudete. En este trabajo se estudia precisamente el K1 definido para esta

región dentro del Keuper Inferior: término lutítico-evaporítico con algunos niveles finos de areniscas y carbonatos.

Una característica peculiar de esta formación (K1) es la presencia frecuente de niveles de areniscas de 10 a 25 cm. de potencia, alcanzando excepcionalmente el metro. Siempre se han relacionado con sistemas fluviales sin mayores precisiones (entre

otros: Sanz de Galdeano, 1973; Busnardo, 1975).

Un estudio detallado del K1 de los afloramientos (fig. 1) situados al W de Alcaudete, al S de Fuensanta y al SE de Castillo de Locubín, en la provincia de Jaén, ha permitido conocer mejor los mecanismos y medios de depósito de estas areniscas.

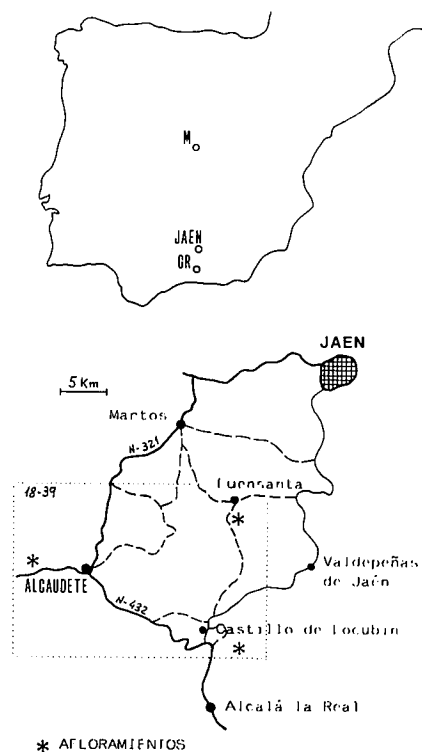


Fig. 1.—Localización geográfica de los afloramientos estudiados del Keuper inferior del Trías subbético de la zona de Alcaudete (Jaén).

Las facies de areniscas

Entre las lutitas de colores abigarrados aparecen niveles delgados de areniscas de tonos amarillentos y rojos. Son de grano fino, y a veces, contienen restos de plantas. Por lo general, tienen una geometría tabular, aunque pueden acuñarse lateralmente. Los estratos más potentes excepcionalmente presentan muros erosivos. En muchos casos se observan estructuras de laminación horizontal, aunque es frecuente la laminación cruzada de pequeña escala (*ripples* de corriente, *climbing ripples*). A veces sólo presentan *ripples* de oscilación a techo. Otras veces, se encuentran estratificaciones lenticulares. En los bancos más potentes son característicos los *sets* con estratificaciones cruzadas, que pueden presentar secuencias de estructuras de energía decreciente a techo.

Mecanismos de depósito

Un dato importante a considerar es la poca frecuencia de superficies de erosión. Las secuencias típicas de relleno de canal no son frecuentes, aun-

que sí están presentes. Normalmente los canales son inestables, por lo que hay avulsiones continuamente.

Los *sets* habitualmente tienen laminación cruzada de *ripples* de corriente o de *climbing ripples* con numerosas superficies de reactivación (fig. 2). Estos rasgos, junto con la morfología tabular de los cuerpos arenosos, indican una pulsación continua de la energía del flujo, que se debilita de modo rápido al expandirse la corriente car-

gada de sedimento. Se podrían interpretar como mecanismos de *sheet flow* (Reineck and Singh, 1980). No hay que descartar que se trate de un proceso de «decantación» bajo una fina lámina de agua con una corriente débil: secuencia de canal abandonado (Selley, 1976).

Algunas areniscas están retrabajadas en lagunas costeras por la agitación de las aguas, debida al viento o al oleaje.

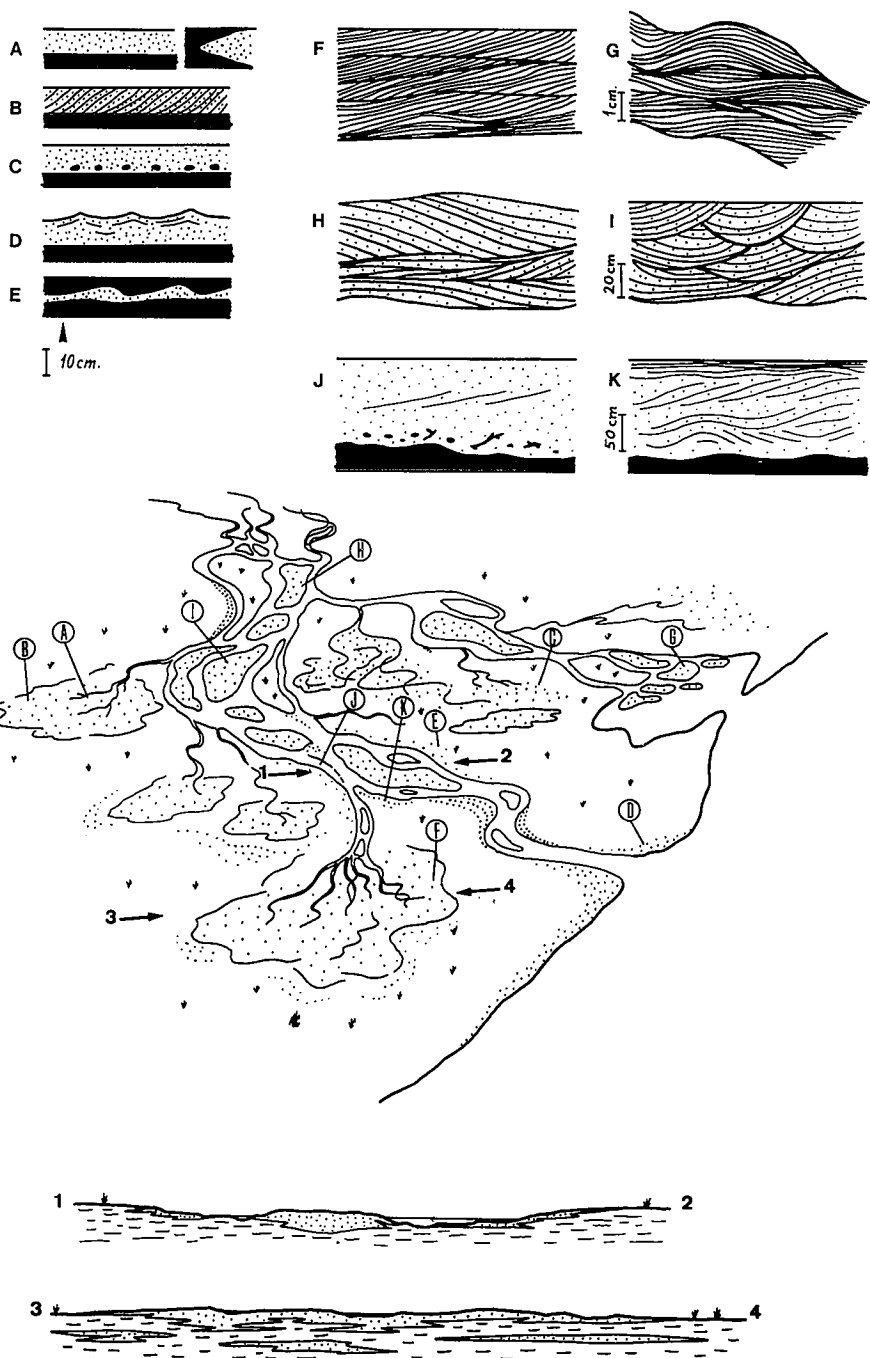


Fig. 2.—Estructuras de corriente que presentan las areniscas del Keuper inferior y su interpretación paleoambiental.

Medio de sedimentación

La procedencia de estas areniscas es claramente continental, pues, contienen restos de plantas (coníferas). Las estructuras de corriente, y las facies en general, las hacen relacionarse con un sistema fluvia efímero, que discurre por una llanura lutítica costera, plana y extensa. Su caudal es muy fluctuante, lo cual, provoca la avulsión de los canales o desbordamientos. Los canales suelen ser poco

definidos y poco profundos, pues, la pendiente es muy débil y el nivel de base está muy próximo: de la erosión se pasaba con facilidad a la sedimentación y formación de pequeños lóbulos de depósito.

Referencias

- Busnardo, R. (1975): *Docum. Lab. Geol. Fac. Scil. Lyon*, 65, 183.
López Chicano, M. y Fernández, J.

- (1988): *II Congreso Geológico de España SGE*, Granada, I, 103-106.
Ortí Cabo, F. (1974): *Estudios Geol.*, 30, 7-46.
Reineck, H. E. and Singh, I. B. (1980): *Depositional sedimentary environments*, 549 pp.
Sanz de Galdeano, C. (1973): Tesis doctoral. Univ. Granada, 273 pp.
Selley, R. C. (1976): *An Introduction to Sedimentology*, 408 pp.

Recibido el 7 de septiembre de 1989
Aceptado el 10 de octubre de 1989

Diaclasas de tensión regionales en el Complejo Nevado-Filábride y su relación con el contacto Alpujárride/Nevado-Filábride (Sierra Nevada, Cordilleras Béticas)

J. Galindo Zaldívar (*), F. González Lodeiro (*)

(*) Dpto. de Geodinámica e IAGM, CSIC-Universidad de Granada, 18071 Granada.

ABSTRACT

Nevado-Filábride rocks have been strained by a NW-SE principal set of systematic tension joints. The orientation of the least principal stress derived from the Nevado-Filábride/Alpujárride contact fault gouge agree with the one obtained from joint analysis.

Key words: Joints, extensional tectonic, Betic Cordillera.

Geogaceta, 7 (1990), 9-11.

Introducción

En este trabajo se presentan los resultados del estudio del diaclasado en los materiales nevado-filábrides en Sierra Nevada (fig. 1a), situados tectónicamente bajo los materiales alpujárrides. Ambos pertenecen al dominio cortical de Alborán (García-Dueñas y Balanyá, 1986). Su contacto ha sido reinterpretado recientemente (Aldaya, *et al.*, 1984; García-Dueñas *et al.*, 1986; Platt y Vissers, 1989, y Galindo-Zaldívar *et al.*, en prensa) como una falla normal de bajo ángulo. A esta estructura se asocia el clivaje de crenulación extensional (Platt y Vissers, 1980) que indica un sentido de movimiento para el bloque de techo hacia el NW, W ó SW, según los sectores. En este trabajo se comprueba que la dirección de movimiento que se deduce de la mayor parte de las estructuras frágiles posteriores es semejante.

Las diaclasas en el Complejo Nevado-Filábride

El Complejo Nevado-Filábride en Sierra Nevada está compuesto principalmente por esquistos grafitosos con fábricas planares o plano-lineales (González Lodeiro *et al.*, 1984). La deformación frágil más penetrativa son las diaclasas sistemáticas planas, es decir, aquellas que son, aproximadamente paralelas entre sí. Las diaclasas no sistemáticas son, en general, escasas. Localmente se han observado estructuras plumosas, propias de diaclasas de tensión (Bahat, 1986) con ejes de pluma subhorizontales. En muchos casos están rellenas por mineralizaciones de cuarzo euhédrico, siderita, albita y clorita (Puga, 1976). En ocasiones, la mineralogía puede ser más variada y de mayor temperatura (Yáñez Jerónimo *et al.*, 1984). La apertura oscila entre pocos milímetros y varios centímetros. El espacio está comprendido

entre el decímetro y el decámetro. Los diagramas de densidad (fig. 1B, fig. 2) muestran que está bien representado en todo el área un juego principal de diaclasas subverticales cuya dirección varía entre N en el diagrama 1 (fig. 1B) a NW en el resto de los diagramas.

El estudio de las harinas de falla del contacto Alpujárride/Nevado-Filábride permite determinar un sentido de movimiento para el bloque de techo hacia el W ó SW (Galindo Zaldívar *et al.*, en prensa). Los ejes de esfuerzos principales mínimos (σ_3) deducidos a partir del juego principal de diaclasas sistemáticas, las harinas de falla de contacto y una de las etapas regionales de fallamiento del Alpujárride (Galindo Zaldívar y González Lodeiro, 1988a), coinciden y tienen una dirección que varía desde E a NE.

En los diagramas 4 y 6 hay un juego de menor entidad de diaclasas