

La fracturación de la rampa carbonática del tránsito Jurásico Inferior a Medio y volcanismo asociado en el sector de La Salada (Sistema Ibérico, Teruel)

Block-faulting of a Lower-Middle Jurassic carbonate ramp and associated volcanism in the massif of La Salada (Iberian System, Teruel province)

Carlos de Santisteban Bové

Departament de Geologia, Universitat de València. Calle Dr. Moliner 50, 46100 – Burjassot (Valencia), España. Carlos.santisteban@uv.es

ABSTRACT

The deposits of the Lower-Middle Jurassic transition of the south-eastern sector of the Iberian System contain, between marine carbonates, volcanic materials of basaltic affinity. An explanation to this presence is an event of collapse of the Jurassic carbonate platform by extensional tectonics during a marine transgression. In the La Salada massif (Teruel) this collapse can be proved, besides for the presence of pyroclastic volcanic rocks intercalated between marine limestones, for tilted faulted rigid blocks of platform carbonates. Though the environmental context is of distal ramp, the tectonics produced the emersion of some blocks, partial erosion and angular unconformities. Among some of these blocks there were formed small tectonic grabens filled-up of pyroclasts. The position and geometry of these grabens suggests us that the local collapse of the platform could be determined by the reactivation of a late-Variscan (Requena–Mora) fault.

Key-words: *Jurassic, carbonate ramp, tilted faulted blocks, volcanism, Iberian fold belt.*

RESUMEN

Los depósitos del tránsito Jurásico Inferior a Medio del sector sureste del Sistema Ibérico contienen, entre carbonatos marinos, materiales volcánicos de afinidad basáltica. Una explicación a su presencia es un evento de colapso de la plataforma, en un intervalo de tiempo (¿Toarciense Superior–Bajociense?), por actividad tectónica extensional contemporánea con una transgresión marina. En el macizo de La Salada este colapso está evidenciado, además de por la presencia de intercalaciones de piroclastos volcánicos, por la fracturación y basculamiento de bloques rígidos de carbonatos. Aunque el contexto ambiental es de rampa distal, la tectónica llegó a levantar algunos de los bloques por encima del nivel del mar, produciendo su erosión parcial y discordancias angulares. Entre algunos de estos bloques se formaron pequeñas fosas tectónicas rellenas de piroclastos. La posición y geometría de estas fosas sugiere que el colapso local de la plataforma pudo estar condicionado por la reactivación del desgarre tarde-varisco de Requena–Mora.

Palabras clave: *Jurásico Inferior, rampa carbonática, bloques basculados, volcanismo, Sistema Ibérico.*

Geogaceta, 60 (2016), 3-6
ISSN (versión impresa): 0213-683X
ISSN (Internet): 2173-6545

Recepción: 29 de enero de 2016
Revisión: 20 de abril de 2016
Aceptación: 20 de Mayo de 2016

Introducción

En el margen occidental del Surco Ibérico mesozoico se desarrolló entre el Hettangiense (Jurásico Inferior) y el Albiense (Cretácico Inferior) una plataforma carbonática. El modelo geodinámico propuesto por Salas y Casas (1993) para el Surco Ibérico durante el Ciclo Alpino comprende cuatro etapas evolutivas, de las cuales dos abarcan el intervalo de tiempo de formación de esta plataforma: *Post-rift I* y *Rift II*. La etapa *Post-rift I* (Hettangiense–Oxfordiense) es de baja subsidencia en relación con la precedente *Rift I* (Pérmico–Triásico). La etapa *Rift II* es de rápida subsidencia e im-

plica la compartimentación de la cuenca, la emersión de bloques y la formación de importantes espesores de depósitos continentales que se intercalan entre carbonatos marinos.

En el sector Sur de la cuenca, y durante la etapa *Post-rift I*, en torno al tránsito Jurásico Inferior a Medio se depositan las calizas y margas de plataforma distal de las formaciones Turmiel y Chelva en ambientes situados por debajo del límite de acción del oleaje y de las mareas durante una etapa de distensión tectónica (Gómez, 1979). En relación con lo último, este autor describe la presencia de dos fracturas sinsedimentarias (Caudiel y Alcublas). La primera es res-

ponsable de una alineación (NW–SE) de afloramientos de rocas piroclásticas intercaladas entre los carbonatos de la Fm. Turmiel. Una segunda alineación de afloramientos volcánicos, asociados a la falla de Alcublas, ha sido asignada tanto al conjunto de materiales del ciclo sedimentario de segundo orden LJ4–Jurásico Inferior (Gómez y Goy, 2004) como al Jurásico Medio (Ortí Cabo y Vaquer Navarro, 1980; Gómez y Fernández López, 2004). La Franja Volcánica del Caudiel y la Alineación piroclástica de Alcublas son simétricas y paralelas a la principal directriz de plegamiento alpino ibérico, cada una situada en un dominio tectónico distinto. No obstante, Ortí Cabo y Vaquer

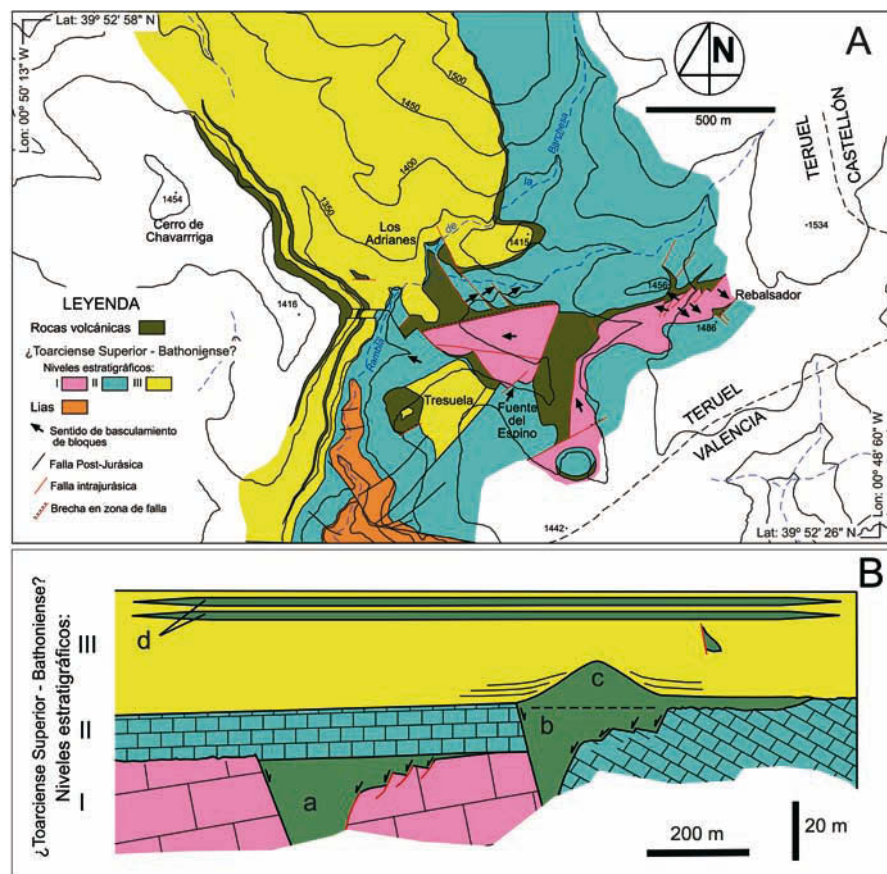


Fig. 1.- A) Cartografía geológica de los carbonatos y materiales volcánicos jurásicos de La Salada. B) Esquema estratigráfico de la relación entre las unidades de bloques fracturados de carbonatos y cuerpos de rocas volcánicas en La Salada (a-Rebalsador y Fuente del Espino, b-Tresuela y Los Adrianes, c-Tresuela, d- Cerro Chavarriga).

Fig. 1.- A) Geological map of the Jurassic carbonates and volcanic rocks of La Salada massif. B) Stratigraphic relationships between the tilted carbonate fractured blocks and the volcanic rocks in La Salada outcrops (a-Rebalsador and Fuente del Espino, b-Tresuela and Los Adrianes, c-Tresuela, d-Cerro Chavarriga).

Navarro (1980) sugieren que el conjunto de las emisiones volcánicas jurásicas de esta zona se hallan en el cruce de dos alineaciones estructurales del zócalo (NW-SE y NE-SW), posiblemente relacionadas con los desgarramientos tardihercínicos descritos por Alvaro *et al.* (1979). Estas fracturas controlaron las principales áreas subsidentes durante las dos etapas de *rifting* (Simón *et al.*, 2004). Según Ortí Cabo y Vaquer Navarro (1980) la presencia de estos materiales volcánicos es una evidencia de un intenso colapso de la plataforma carbonática.

El presente trabajo se centra en los afloramientos volcánicos del macizo de La Salada (Sierra de Javalambre). Tiene por objetivo describir las estructuras de colapso en bloques basculados de carbonatos jurásicos, y las formas de los cuerpos de acumulación de piroclastos contemporáneos; así como poner de relieve la presencia de discordancias angulares intrajurásicas.

Situación geográfica

La localidad estudiada se halla en el Barranco de la Barchesa (término de La Cervera), provincia de Teruel. Los afloramientos del Barranco de la Barchesa se hallan cartografiados en la Hoja 1:50.000 MAGNA de Jérica (639) y descritos en la memoria correspondiente (Ortí Cabo *et al.*, 1977). De ellos se ha realizado una cartografía de detalle entre los parajes de Cerro del Resinero y Chavarriga (Fig. 1).

Estratigrafía

Los materiales volcánicos se presentan en una serie de calizas, intercaladas con tramos de calizas margosas y margas, atribuidas por Ortí-Cabo *et al.* (1977) al Toarciense Superior-Bathonienense. Esta serie tiene un espesor de 60 m y se halla sobre un cuerpo de 30 m de grosor de carbonatos

grises con estructura masiva y techo neto, que identificamos como la Formación Calizas y dolomías tableadas de Cuevas Labradas. Por su posición estratigráfica y características litológicas atribuimos la mayor parte de esta serie a las formaciones Turmiel y Chelva, dentro del intervalo Toarciense Superior-Bajociense. Está constituida por calizas grises y amarillentas en capas de 15 a 50 cm de espesor, con estratificación plano-paralela y localmente ondulada. Presentan varias intercalaciones de hasta 3 m de potencia de margas grises con laminación fina y fractura astillosa. Las calizas y calizas margosas contienen nódulos de sílex y pueden estar substituidas localmente por dolomías de coloraciones rosa o rojo.

En la zona estudiada, hemos diferenciado y cartografiado tres niveles estratigráficos (I, II, III, Fig. 1) que se presentan como un mosaico de bloques fracturados, basculados y rodeados por piroclastos volcánicos. Un esquema que refleja la complejidad de la relación espacial entre los cuerpos de carbonatos y piroclastos se muestra en la figura 1B.

Estructura

En el sector de La Salada se pueden distinguir dos tipos de fracturas que afectan a los materiales jurásicos. Unas (fallas normales y diaclasas, de orientación E-W y NE-SW) cortan y desplazan tanto a los carbonatos como a los cuerpos de piroclastos. Un segundo tipo está formado por un conjunto de fallas normales, de orientaciones ENE-WSW, de NNE-SSW a NE-SW, y NW-SE, que hacen de límite entre las rocas volcánicas y los carbonatos. Estas fracturas rompen localmente a los materiales de las formaciones Turmiel y Chelva en un conjunto de bloques rígidos basculados; y lo hacen en dos niveles estratigráficos distintos, por lo que se hallan fosilizadas (Figs. 1B, 3 y 4A). Este segundo tipo de fallas es jurásico, mientras que las primeras son probablemente alpinas. El conjunto de las fallas intrajurásicas configuran cuatro pequeñas fosas tectónicas (Los Adrianes, Rebalsador, Fuente del Espino y Tresuela) rellenas por materiales volcánicos (Figs. 1A y 4A). Estas fosas son las estructuras más directamente relacionadas con los focos de emisión de piroclastos, hasta el punto de que en una de ellas (Fuente del Espino) se conserva un dique de rocas de afinidad basáltica próximo a una de las fallas laterales (Fig. 2A).

Las fracturas ENE–WSW son subverticales, y normalmente la superficie del bloque de carbonato en contacto con la acumulación de piroclastos está formada por una brecha de cantos enrojecidos de calizas (Fig. 2B). Estas fracturas (ENE–WSW) parecen ser las principales pues las fallas normales de orientación NE–SW y NW–SE terminan bruscamente en ellas.

Los cuerpos de rocas volcánicas

En La Salada hay un mínimo de cuatro niveles estratigráficos distintos conteniendo rocas piroclásticas. Además, hay una fractura subvertical aislada, con piroclastos asociados, próxima físicamente al tercer nivel volcánico aunque en un posición estratigráfica inferior (Fig. 1).

Excepto el dique de basaltos de la fosa de Fuente del Espino, el resto de materiales volcánicos están formados por piroclastos. Consisten en acumulaciones de ceniza y lapilli (de 1 a 5 mm de diámetro) con dos posibles facies: heterométrica y con aspecto caótico (Fig. 2C) o laminada y granoclasificada. Tienen una coloración variable, entre verde-oscuro casi negro a amarillenta. Suelen contener, dispersos, clastos alóctonos de caliza. Estos tienen tamaños que van desde el gránulo (2 mm) hasta bloques de 1 m de diámetro. Suelen ser redondeados y de superficie lisa. Internamente tienen una coloración gris a negra. La parte externa consiste en una corteza verde-oscuro de 0,5 a 2 cm de grosor. Están formados por calcita microcristalina y no conservan restos de la textura de la roca original (Fig. 2C). En su emplazamiento entre los piroclastos no presentan estructuras de impacto.

En el conjunto de afloramientos se pueden distinguir tres tipos de formas de

cuerpos de materiales volcano-sedimentarios (Fig. 1B): tabular, relleno de fosa y montículo.

Los cuerpos tabulares tienen una disposición conforme con la estratificación de los carbonatos que los contienen. Consisten en acumulaciones de hasta 7 m de espesor y una extensión lateral de 1,5 km. En La Salada hay dos de estos cuerpos en el Cerro de Chavarriga, un tercero asociado a la fosa de Los Adrianes y un cuarto que conecta las fosas de Rebalsador y Fuente del Espino.

Los cuerpos que configuran rellenos de fosas tectónicas se hallan encajados en depresiones morfológicas situadas entre bloques basculados del substrato. Estas depresiones están limitadas por fallas. Las fallas de orientación ENE–WSW son subverticales, mientras que las de orientación NE–SW y NW–SE son de tipo normal y presentan estructuras de arrastre de falla (Fig. 3). Estas últimas forman conjuntos de fracturas paralelas que escalonan bloques en el sector nororiental de tres de las fosas (Figs. 1 y 4A). Los piroclastos rellenan las fosas fosilizando las fracturas que las limitan (Figs. 3 y 4A). En La Salada hay cuatro de estas fosas. Tienen una configuración rectangular o romboidal con dimensiones entre 100 a 300 m de anchura y 500 m de longitud. Su techo es plano y conforme con la posición de la estratificación. El espesor máximo visible de los materiales piroclásticos acumulados en estas fosas es de 35 m (Fuente del Espino).

Hay un montículo de piroclastos en el extremo NE de la fosa de Tresuela. Es un cuerpo de base plana, paralela a la estratificación, y techo abombado. Tiene 200 m de anchura en la base y 15 m de altura.

Paleorrelieves y discordancias

Varias estructuras relacionadas con los cuerpos de piroclastos contienen rasgos fisiográficos originales, como las pequeñas fosas tectónicas, las fallas fosilizadas, y los montículos volcánicos. Las fracturas y el volcanismo están relacionados con actividad tectónica responsable de la individualización de bloques de carbonatos y su basculamiento. Hay bloques basculados en dos niveles estratigráficos distintos. Localmente están separados por piroclastos pero también los carbonatos del segundo nivel se hallan directamente en discordancia angular con los del primero, a la vez que los del tercero lo están con los del segundo (Figs. 1B y 4). Estas discordancias angulares tienen una extensión limitada a la zona estudiada e implican emersión de algunos bloques de carbonatos fracturados y basculados, los cuales están arrasados erosivamente (Fig. 4B). Resultado de esta erosión subaérea es la formación de 75 cm de brecha caliza en la base de los carbonatos que recubren el relleno de piroclastos en la fosa de Los Adrianes; mientras que en Tresuela en esta misma discordancia las capas equivalentes contienen estructuras intermareales como polígonos de expansión en estromatolitos.

Consideraciones

En el contexto ambiental de una rampa distal y en condiciones geodinámicas transgresivas, estas evidencias de emersión, asociadas a volcanismo, fracturación y basculamiento de bloques de carbonato, implican el colapso local de la plataforma. En este contexto, las pequeñas fosas tectónicas rellenas de piroclastos son la expresión superficial de una estructura profunda.



Fig. 2.- A) Dique de basaltos en el margen oriental de la fosa de Fuente del Espino. B) Detalle de una fractura subvertical; 1–calizas, 2–brecha en zona de falla y c–piroclastos. La escala tiene 4,5 cm de diámetro. C) Aspecto de un depósito de piroclastos, heterométrico y masivo, conteniendo fragmentos del substrato carbonático eyectados. La escala tiene 4,5 cm de diámetro.

Fig. 2.- A) Basalt dyke in the eastern margin of Fuente del Espino graben. B) Close view of an ENE–WSW fault; 1–limestones, 2–carbonate breccia in the fault zone and 3–pyroclastic rocks. Lens cap is 4.5 cm in diameter. C) Heterometric and massive pyroclastic facies. Limestone pebbles are ejected fragments of the substrate rocks. Lens cap is 4.5 cm in diameter.



Fig. 3.- Falla normal y arrastre de falla fosilizados por piroclastos en la fosa de Rebalsador.

Fig. 3.- Downturning beds in a carbonate block affected by a normal fault, which is fossilized by pyroclastic rocks. Rebalsador graben.

El campo volcánico jurásico de La Salada se halla en la vertical del desgarre tardi-varisco de Requena - Mora de orientación NE-SW. En una etapa de distensión tectónica este tipo de fallas penetrativas pueden servir de canal de migración de magmas desde la base de la corteza.

Del conjunto de fallas intrajurásicas que delimitan las cuatro fosas mencionadas, las directrices principales son las NE-SW y ENE-WSW. Estas delimitan franjas de la misma orientación en cuyo interior se hallan las fallas normales oblicuas que basculan los bloques de carbonatos. Un esquema simplificado del conjunto de estas estructuras se muestra en la figura 5. Se propone una hipótesis interpretativa de este esquema consistente en el movimiento en dirección, de fracturas superficiales condicionadas por una estructura profunda.

Conclusiones

Los materiales de la rampa carbonática toarciense superior-bathoniense, en el sector de La Salada (Teruel), muestran un estado de fracturación y colapso en bloques basculados. Esta fracturación fue intra-

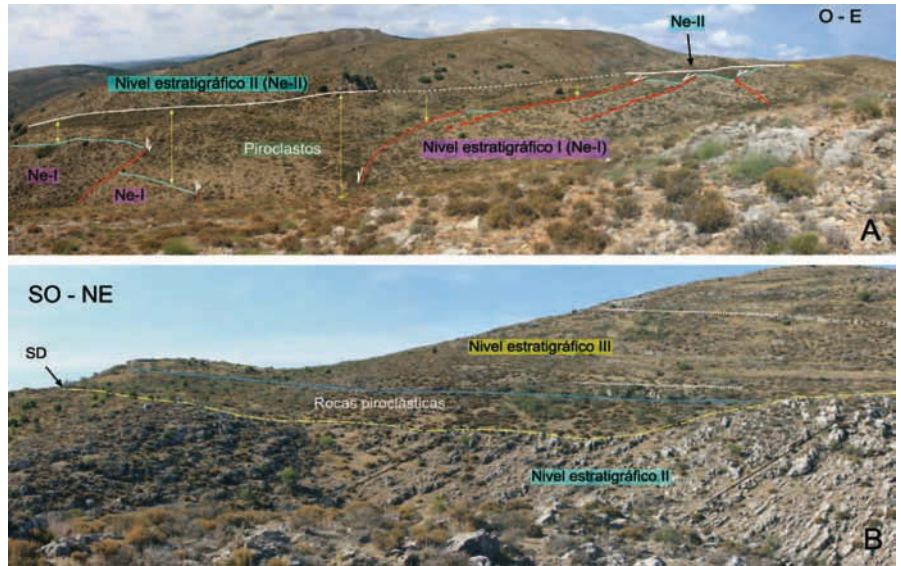


Fig. 4.- A) Vista de campo de la fosa de Rebalsador. Las flechas amarillas indican la variación de espesor del relleno de piroclastos. La distancia horizontal en la imagen es 325 m. B) Discordancia angular entre un bloque basculado de carbonatos del nivel estratigráfico II y las capas del nivel III. El paleorrelieve de la superficie de discordancia está parcialmente atenuado por depósitos de piroclastos.

Fig. 4.- A) Panoramic view of the Rebalsador graben. The yellow arrows indicate differences in the thickness of pyroclastic deposits that infill the graben structure. Horizontal (East-West) distance in the photo is 325 m. B) Angular unconformity between carbonates of the stratigraphic levels II and III. A block of carbonates of the lower one has been tilted and eroded. Pyroclastic rocks attenuate the irregular erosional surface.

jurásica y coetánea con actividad volcánica. Como resultado de la tectónica sinsedimentaria, se produjo la emersión de algunos de estos bloques y el desarrollo de discordancias angulares. El volcanismo jurásico estuvo localizado preferentemente en un sistema de pequeñas fosas tectónicas emplazadas entre los bloques basculados. Dada la localización del macizo de La Salada sobre un desgarre tardi-varisco de zócalo (Requena-Mora) es posible que el sistema de fosas tectónicas con volcanismo y el basculamiento de los bloques de carbonatos de plataforma (rampa) distal, sean una consecuencia de la actividad de esta fractura.

Referencias

Álvaro, M., Capote, R. y Vegas, R. (1979). *Acta Geológica Hispánica* 14, 172-177.

Gómez, J.J. (1979). *El Jurásico en facies carbonatadas del Levante Español de la Cordillera Ibérica*. Seminarios de Estratigrafía. Serie Monografías 4, 683 p.

Gómez, J.J. y Goy, A. (2004). En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.). Sociedad Geológica de España-Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 495-500.

Gómez, J.J. y Fernández-López, S.R. (2004). En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.). Sociedad Geológica de España-Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 500-503.

Ortí-Cabo, F. y Vaquer Navarro, R. (1980). *Acta Geológica Hispánica* 15, 127-130.

Ortí Cabo, F., González Lodeiro, F., Goy Goy, A., Martín Bourgón, P., Campos Juliá, C. y Lazueén Alcón, J. (1977). *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 639 (Jérica) y memoria*. IGME, Madrid, 45 p.

Salas, R. y Casas, A. (1993). *Tectonophysics* 228, 33-55

Simón, J. L., Liesa, C.L. y Arlegui, L.E. (2004). In: *The Geology of Spain* (W. Gibbons y T. Moreno, Eds.) The Geological Society, London, 385-397.

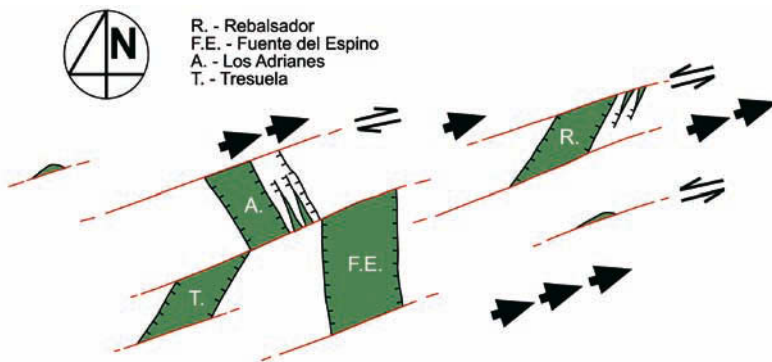


Fig. 5.- Propuesta de modelo de fracturación de la plataforma (rampa) carbonática jurásica en el sector de La Salada.

Fig. 5.- Proposed model of block-fracturing of the Jurassic carbonate ramp in La Salada area.