

**PARTE II**

**FORMACIONES EVAPORITICAS  
DE LEVANTE**

# Introducción al Triásico evaporítico del sector central valenciano

Federico Ortí

Departamento de Geoquímica, Petrología y Prospección Geológica, Univ. Barcelona

## Unidades evaporíticas del sector central valenciano

Durante las dos últimas décadas el conocimiento de las series evaporíticas del Triásico de Levante ha ido avanzando progresivamente gracias al estudio combinado de superficie y subsuelo.

PUIGDEFÁBREGAS (1966) presentó el primer esquema estratigráfico y cartográfico detallado del Keuper valenciano en la Canal de Navarrés, distinguiendo claramente entre: una unidad basal de areniscas, arcillas y yesos ocres; una unidad intermedia de arcillas y areniscas rojas y verdes; y una unidad superior de arcillas rojas con yesos.

ORTÍ (1973,74) completó esta estratigrafía y la amplió a la región comprendida entre Murcia y Teruel, definiendo cinco unidades agrupadas en dos series evaporíticas, una inferior y otra superior, separadas por una serie detrítica intermedia. La sal fue asignada principalmente a la serie inferior y en menor grado a la superior. Posteriormente, ORTÍ (1982-83; 87) ha ofrecido nuevos datos sobre estas evaporitas, incluyendo la «zona de anhidrita» del Rheto-Hettangiense.

Basándose en datos de superficie y subsuelo, CASTILLO (1974) mostró, en una síntesis de obligada referencia, la envergadura del fenómeno evaporítico del Triásico en la amplia zona comprendida entre Albacete y el Prepirineo. Este autor distinguió cuatro series halíticas: Röt, Muschelkalk medio, Keuper y Lías inferior.

Revisando las diagráfiás del conjunto de sondeos profundos existentes, SUÁREZ *et al.* (1985) han matizado algunas de las anteriores distinciones para la zona de Valencia-Cuenca. Así, han atribuido los paquetes salinos principales a la unidad K4 de ORTÍ (1974), dentro de la cual han distinguido, además, varias subunidades. Por otro lado, han atribuido la sal del Lías inferior de CASTILLO (1974) a la unidad K5 del Keuper de ORTÍ (*op. cit.*), aunque en determinados sondeos han identificado por encima de la Fm. Imón una sal de escasa potencia como «sal del Lías inferior».

En resumen, la fig. 1 muestra los principales niveles evaporíticos que hasta el momento se han diferenciado en la serie triásica del subsuelo del sector de Levante. La evolución de los mismos a lo largo de la zona Cuenca-Valencia puede verse en la fig. 2 de BARTRINA *et al.* (presente volumen). La importancia de la serie halítica del Muschelkalk medio en el Maestrazgo se muestra en el artículo de BARTRINA y HERNÁNDEZ (presente volumen).

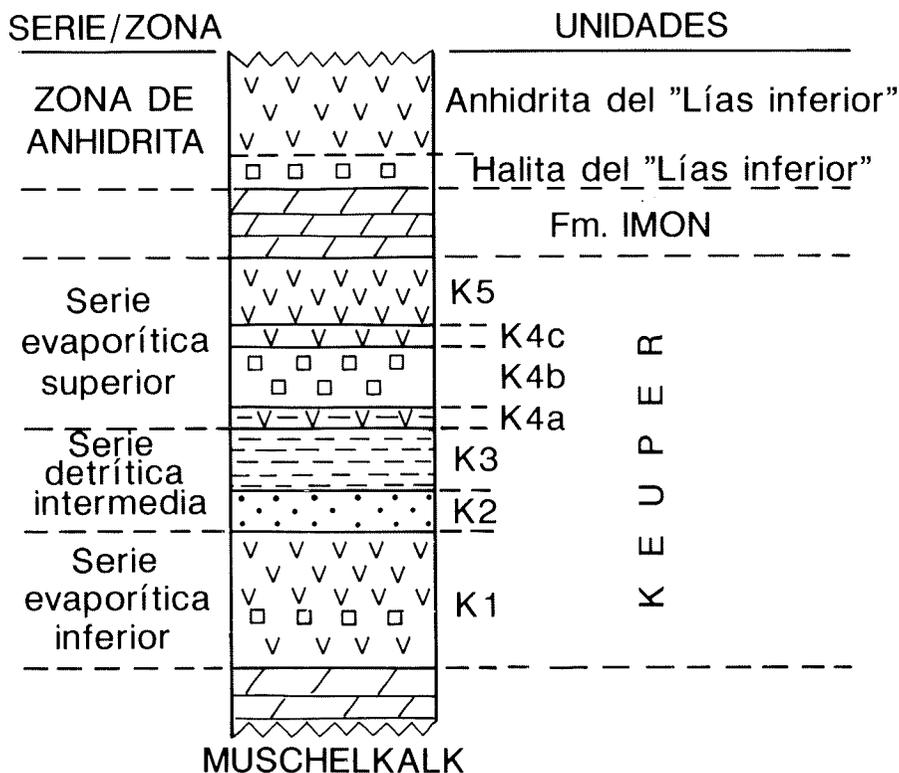


Figura 1: Principales unidades evaporíticas caracterizadas en superficie o subsuelo en el Triásico levantino.

### Comparación con otras series triásicas

Los estudios recientes del Keuper de Catalánides (SALVANY, 1986), del Pirineo (SALVANY, presente volumen; KLIMOWITZ y TORRESCUSA, presente volumen), del sustrato de la Cuenca del Ebro (JURADO, 1989), así como de las zonas Prebética y Subbética (GIL *et al.* 1987), permiten tener en la actualidad una idea más aproximada del conjunto evaporítico triásico de la mitad oriental peninsular.

De todo ello, los aspectos más interesantes a destacar son los siguientes:

- la limitación de la sal del Röt a la cubeta de Ballobar (cuenca del Ebro).
- la dominancia de la sal del Muschelkalk medio frente a la del Keuper en el Maestrazgo, así como la importancia de aquella en la cuenca del Ebro.
- la rápida variabilidad de las potencias sedimentarias y del carácter evaporítico de la serie inferior del Keuper, la cual en ocasiones es sustituida por series detríticas o carbonatado-arcillosas de poca potencia.

d) la generalización de la serie evaporítica superior a casi todos los dominios, aunque localmente (Catalánides) pueda ser poco sulfatada.

e) la generalización de la «zona de anhidrita» a muchos dominios sedimentarios, aunque con un sólo centro halítico conocido, hasta el momento, en la región de Cuenca.

Respecto a su comparación con las series evaporíticas triásicas de las cuencas francesas o alemanas, quizá lo más significativo reside en las series del Keuper. Así, mientras que en estas cuencas el carácter evaporítico se centra en la serie inferior, con importantes masas de sal, la superior es lutítica o margosa y poco evaporítica. Por el contrario, hemos visto cómo la serie evaporítica superior se desarrolla ampliamente en la Península y muestra un carácter fuertemente expansivo.

Igualmente, es de destacar que la enorme importancia de la sedimentación de la «zona de anhidrita» peninsular es una característica más próxima a la de las series triásico-liásicas de ambos márgenes del Atlántico Norte que a las propiamente triásicas de Europa centro-occidental. La fig. 2 muestra un corte general interpretativo, sin escala, de un hipotético empalme entre las cuencas triásicas españolas y la de Aquitania.

### **Observaciones sobre la Zona de Anhidrita**

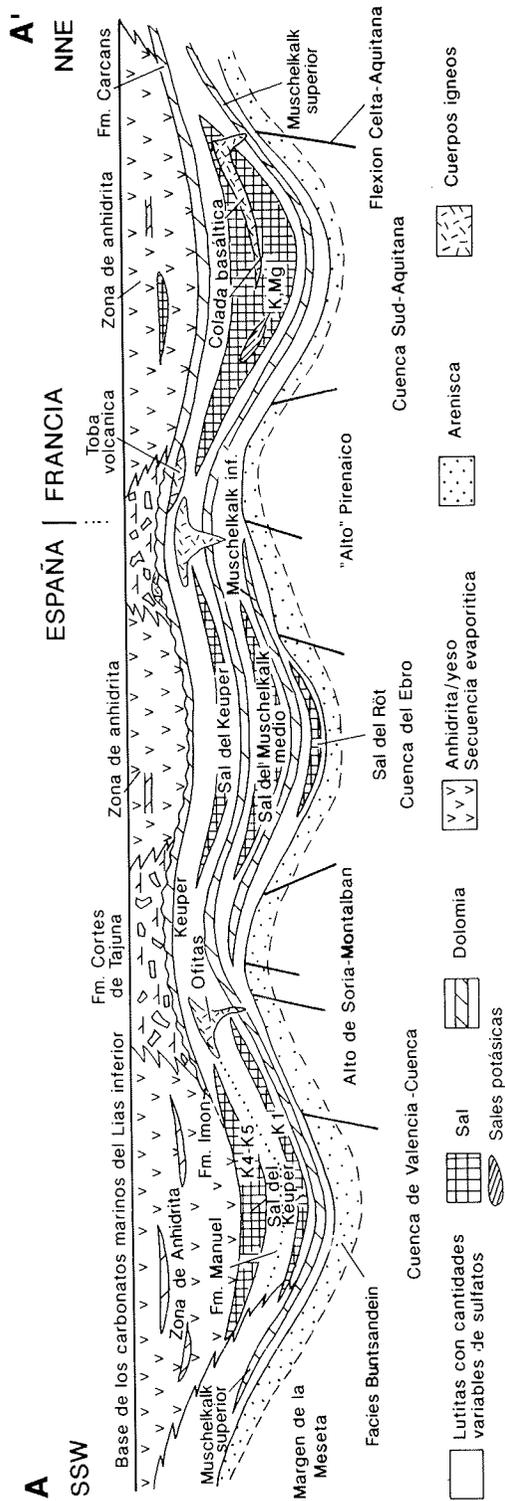
En ORTÍ (1987) se ofrecen algunos datos sobre la «zona de anhidrita», de los que merece resaltarse en particular el carácter nodular (diagenético temprano), omnipresente. Como se sabe, los puntos de afloramiento de la misma en la Península son muy escasos (Hellín, Calanda, Almansa?, Prepirineo leridano?..).

La denominación que se le viene otorgando a esta extensa unidad es variable y con frecuencia confusa (Zona de Anhidrita del Infralías, o del Rheto-Hettangiense, o del Lías basal...). Desde el punto de vista litoestratigráfico es el equivalente en subsuperficie de la Fm. Carniolas de Cortes de Tajuña, al menos en parte. Quizá una manera de simplificar el problema terminológico es tomar como referencia el punto donde su potencia es mayor, que por la literatura existente parece ser el sondeo de Carcelén-1, donde alcanza los 800 m (CASTILLO, 1974), y hablar de la «Anhidrita de Carcelén».

La sal que contiene esta unidad es mínima en la Península, aunque tampoco es especialmente importante en la cuenca de Aquitania ni en otras cuencas del sector circum-Tethys (fig. 2).

### **Aportaciones geoquímicas**

Para el conjunto de estas formaciones evaporíticas (sulfatos y cloruros) cabe atribuir una alimentación de salmueras oceánicas sobre las cubetas muy someras de la extensa plataforma triásica. Así, todas las halitas analizadas muestran unos contenidos altos en Br, propios de series marinas (Tablas I y II). Los resultados obtenidos en halitas de otras cuencas triásicas europeas (ver referencias en ORTÍ, 1987; 1989) apuntan en la misma dirección.



**Figura 2:** Correlación de las series evaporíticas triásicas y del Lias inferior en las cuencas de Valencia, Ebro y Aquitania. Esquema sin escala (modificado de Orti, 1982-83, fig. 6).

**Tabla I:** Contenidos en bromo de halitas triásicas de los sondeos profundos del sustrato de la cuenca del Ebro y de la de Valencia-Cuenca (tomado de ORTÍ *et al.*, 1987).

Sondeos	Testigo	Profundidad (m)	Muestra	ppm Br	Unidad
Carcelén	12	1941.4-1944.4	3	104	K5
Carcelén	12	1944.4-1947.4	6	152	K5
Carcelén	12	1944.4-1947.4	8	140	K5
Carcelén	12	1944.4-1947.4	11	105	K5
Bujaraloz	15	1919-1934	2	103	base de la Z.Anh
Bujaraloz	17	2086-2098	1	159	Keuper (indif.)
Bujaraloz	17	2086-2098	2	156	Keuper (indif.)
Bujaraloz	17	2086-2098	3	204	Keuper (indif.)
Bujaraloz	19	2485-2496	1	162	Musch. Medio
Monegrillos	4	1044-1050	1	148	Keuper (indif.)
Monegrillos	4	1044-1050	2	133	Keuper (indif.)
Monegrillos	4	1044-1050	3	122	Keuper (indif.)

**Tabla II:** Contenidos en bromo de muestras de sondeos mineros del Triásico (Keuper) del domo de Pinoso (Alicante) (tomado de ORTÍ y PUEYO, 1983).

Sondeo Pinoso 2		Sondeo Pinoso-6	
Profundidad (m)	ppm Br	Profundidad (m)	ppm Br
33,7	57	62,5	65
54,3	105	66,05	76
69,0	116	138,10	112
80,4	112	146,3	73
114,0	118	220,68	122
126,8	118	247,8	132
150	116	276,7	115
172,9	108	352,15	83
194,1	145		
230,6	119		
265,0	108		
293,6	125		
298,1	115		
322,4	129		

**Tabla III:** Composiciones isotópicas (en ‰) de anhidritas de sondeos profundos de Valencia-Cuenca (Carcelén-1; Perenchiza-1; Jaraco-1) y de la cuenca del Ebro (La Zaida; Bujaraloz; Monegrillos), y de sondeos mineros (Pinoso-6) e hidrogeológicos (Baix Ebre-6S; Baix Ebre-2E) (tomado de UTRILLA *et al.*, 1987, y de UTRILLA, 1989).

Sondeos	Testigo	Profundidad (m)	<sup>18</sup> O/SMOW	<sup>34</sup> S/CD	Unidad
Carcelén-1	5	1015	12,3	19,2	Z. Anh. Lias
Carcelén-1	5	1018	11,1	18,9	Z. Anh. Lias
Carcelén-1	9	1242	12,6	16,3	Z. Anh. Trias
Carcelén-1	9	1247	13,9	14,8	Z. Anh. Trias
Carcelén-1	11	1522	9,7	14,8	Z. Anh. Trias
Carcelén-1	11	1525	10,2	13,3	Z. Anh. Trias
Carcelén-1	12	1948	8,9	13,9	Keuper Trias
Carcelén-1	12	1949	9,0	13,5	Keuper Trias
Perenchiza-1	13	2350	9,4	13,8	Z. Anh. Trias
Jaraco-1	7	1184,8	11,5	16,6	Muschelkalk med.
Pinoso-6		168,3	11,5	12,5	Keuper
Pinoso-6		318,85	10,9	15,8	Keuper
Baix Ebre-6S		72	13,8	14,1	Muschelkalk med.
Baix Ebre-2E		78	13,1	10,2	Keuper
La Zaida	4,5	556	12,2	14,5	Z. Anh. Trias
La Zaida	7	696	12,6	12,9	Z. Anh. Trias
La Zaida	9	839	10,9	12,9	Z. Anh. Trias
La Zaida	14	1107	10,4	12,5	Keuper Trias
Bujaraloz	13	1460	12,5	11,5	Z. Anh. Trias
Bujaraloz	14	1605	12,4	12,2	Z. Anh. Trias
Monegrillos	2	889	13,5	11,9	Keuper (?) Trias

Respecto a las composiciones isotópicas de sulfatos cálcicos del Triásico español, los datos de que disponemos son muy escasos, limitándose principalmente a cinco análisis de  $\delta^{34}\text{S}$  para muestras de yesos secundarios publicados por BIRNBAUM y COLEMAN (1979), y al conjunto analítico ofrecido por UTRILLA (1989). De este último, que se refiere a  $\delta^{34}\text{S}$  y  $\delta^{18}\text{O}$ , y tanto de muestras de superficie como de subsuelo, merece un especial interés los resultados relativos a muestras de anhidrita de sondeos, ya sean profundos o someros.

La Tabla III muestra los valores obtenidos en anhidritas de sondeos petroleros pertenecientes a la cuenca de Valencia-Cuenca y al sustrato de la cuenca del Ebro, así como de sondeos mineros (domo de Pinoso, Alicante) e hidrogeológicos (Baix Ebre, Tarragona).

Puede verse, en primer lugar, que todas las muestras, ya sean del Muschelkalk medio o del Keuper, así como la mayoría de las pertenecientes a la «zona de anhidrita», presentan composiciones isotópicas típicas de los sulfatos oceánicos triásicos, con valores de  $\delta^{34}\text{S}$  de 10 hasta 16 ‰, y de  $\delta^{18}\text{O}$  entre 9 y 14 ‰, como máximo.

Cabe destacar, en segundo lugar, que los valores de  $\delta^{34}\text{S}$  de estas anhidritas son con frecuencia ligeramente más bajos que los que suelen encontrarse para muestras de superficie (yesos secundarios), los cuales suelen oscilar entre 14 y 16 ‰. Ello es particularmente apreciable en los sondeos de la cuenca del Ebro.

En tercer lugar, se observa que los valores de  $\delta^{34}\text{S}$  propios de Jurásico-Cretácico (18 a 19 ‰) sólo se presentan en el testigo más superficial de los estudiados en el sondeo de Carcelén-1, el n.º 5, que es atribuido en el registro original de la perforación al «Lías medio-superior». Ello sugiere que, en general, la deposición de la Anhidrita de Carcelén se realizó en un medio marino con una composición isotópica del sulfato similar a la del Triásico, y que difiere claramente de la del Jurásico propiamente dicho. En cualquier caso, esta apreciación está sometida a la limitación metodológica, en el sentido de que no se puede realizar una datación absoluta en base a las composiciones isotópicas del sulfato ( $\delta^{34}\text{S}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$ ), ni tampoco discernir el tránsito exacto entre el techo del Triásico (Noriense) y la base del Liásico (Hettangiense).

### **Observaciones cronoestratigráficas**

Respecto a la edad de algunas de estas formaciones evaporíticas, cabe recordar la atribución al Karniense de las cinco unidades del Keuper valenciano hecha por SOLÉ y ORTÍ (1982). Sobre este particular, nueva documentación es aportada por DE TORRES (presente volumen).

En cuanto a la edad de la Anhidrita de Carcelén, las indicaciones del apartado anterior (véase además la discusión al respecto de UTRILLA, 1989) abren claramente la posibilidad de que dicha unidad sulfatada pertenezca aún al Triásico. Siendo así, y puesto que las típicas facies del Keuper valencianas son de edad Karniense, es lógico suponer que la Anhidrita de Carcelén pertenezca al Noriense, al menos en parte, al igual que la Fm. Imón.

## Bibliografía

- BIRNBAUN, S. y COLEMAN, M. (1979): Source of sulphur in the Ebro Basin (Northern Spain) tertiary nonmarine evaporite deposits as evidenced by sulphur isotopes. *Chemical Geology*, 25: 163-168.
- CASTILLO HERRADOR, F. (1974): Le Trias évaporitique des bassins de la Vallée de l'Ebre et de Cuenca. *Bull. Soc. Géol. France*, 7 série, 16(6): 666-675.
- GIL, A., FERNÁNDEZ, J. y LÓPEZ-GARRIDO, A.C. (1987): Evolución de facies en el Triás de la zona Prebética y borde de la Meseta. Transversal Orcera-Puente Genave (prov. Jaén). *Cuad. Geol. Ibérica*, 11: 445-458.
- JURADO, M.J. (1989): *El Triásico del subsuelo de la Cuenca del Ebro*. Tesis Doctoral, Univ. Barcelona, 259 p.
- ORTÍ, F. (1973): *El Keuper del Levante español. Litoestratigrafía. Petrología y Paleogeografía de la cuenca*. Tesis Doctoral, Univ. Barcelona, 174 p.
- ORTÍ, F. (1974): El Keuper del Levante español. *Estudios Geológicos*, 30: 7-46.
- ORTÍ, F. (1982-83): Sur les conditions de dépôt, la diagenèse et la structure des évaporites dans l'Est de l'Espagne. *Sciences de la Terre*, 25(2): 179-199.
- ORTÍ, F. (1987): Aspectos sedimentológicos de las evaporitas del Triásico y del Liásico inferior en el E de la Península Ibérica. *Cuad. Geol. Ibérica*, 11: 837-858.
- ORTÍ, F. (1989): Evaporitas marinas. In: A. ARCHE (Ed.): *Sedimentología, vol. II*. C.S.I.C., Nuevas Tendencias: 89-177. Madrid.
- ORTÍ, F. y BAYO, A. (1977): Características litoestratigráficas del Triásico medio y superior en el «Baix Ebre» (Tarragona, España). *Cuad. Geol., Ibérica*, 4: 223-238.
- ORTÍ, F. y PUEYO, J.J. (1983): Origen marino de la sal triásica del domo de Pinoso (Alicante, España). *Acta Geol. Hispánica*, 18(2): 139-145.
- ORTÍ, F., PUEYO, J.J., ROSELL, L., INGLÉS, M., UTRILLA, R. y PIERRE, C. (1987): Estudio sedimentológico, geoquímico e isotópico de las formaciones evaporíticas peninsulares. El reciclaje de las evaporitas mesozoicas, eocenas y messinienses en las terciarias continentales. *Memoria final proyecto CAICYT*. n. 2153/83, 390 p.
- PUIGDEFÀBREGAS, C. (1966): *Estudio litológico del Triás de la Canal de Navarrés*. Tesis de Licenciatura, Univ. Barcelona.
- SALVANY, J.M. (1986): *El Keuper dels Catalànids. Petrología i Sedimentología*. Tesis de Licenciatura, Univ. Barcelona, 128 p.
- SOLÉ DE PORTA, N. y ORTÍ, F. (1982): Primeros datos cronoestratigráficos de las series evaporíticas del Triásico superior de Valencia. *Acta Geol. Hispánica*, 17(3): 185-191.
- SUÁREZ, J., LERET, G. y MARTÍNEZ DEL OLMO, W. (1985): Keuper evaporitic sequence from SE Spain. *6th European Regional Meeting of Sedimentology*, I.A.S., Lérida, *Abstracts book*: 447-450.
- UTRILLA, R. (1989): *Les composicions isotòpiques ( $\delta^{18}O$  i  $\delta^{34}S$ ) del sulfat, com a indicadors de l'origen de les evaporites del Mesozoic i del Cenozoic de la Península Ibèrica i les Illes Balears*. Tesis Doctoral, Univ. Barcelona, 276 p.
- UTRILLA, R., PIERRE, C., ORTÍ, F., ROSELL, L., INGLÉS, M. y PUEYO, J.J. (1987): Estudio isotópico de los sulfatos de las formaciones evaporíticas mesozoicas marinas y terciarias continentales. Aplicación a la Cuenca del Tajo. *II Congreso Geoquímico*, Soria, *Libro Comunicaciones*, 4p.

# **Espesores de las Facies Keuper en la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica y en el Dominio Prebético**

**T. de Torres Pérez-Hidalgo y Antonio Sánchez Jiménez**  
(ENADIMSA)

## **Introducción**

Durante el período comprendido entre junio de 1988 y de 1989, una UTE de ADARO-INTECSA se dedicó a la realización del Proyecto denominado Ibérica-Levante, dentro del Proyecto ERA de la Empresa Nacional de Residuos Radiactivos (ENRESA), destinado a la búsqueda de emplazamientos rocosos aptos para un eventual almacenamiento, fundamentalmente en las intercalaciones de halita de la facies Keuper. Este artículo recoge parte de las conclusiones obtenidas.

Durante la realización del trabajo se evidenció una disparidad entre los datos de superficie (extensos) y los de subsuelo (referidos a áreas limitadas, en relación con la investigación de hidrocarburos):

a) Los sondeos de hidrocarburos son poco numerosos y se concentran en un área restringida (Depresión Intermedia) y la investigación sísmica es poco homogénea y tampoco cubre toda la zona. Algo similar ocurre con la gravimetría de detalle.

b) A pesar de que los sondeos usualmente cortaron sal y de que muchísimas salinas revelan la presencia de sal en zonas protegidas, en los afloramientos de estas facies, pese a su buena calidad, la sal está ausente. La zona de Minglanilla (Cuenca) y los diapiros de la Rosa en Jumilla (Murcia) y de Pinoso (Alicante) son la excepción.

Por ello se construyeron mapas de isopacas de las distintas facies triásicas y en especial de las diversas formaciones del Keuper, para las que se siguió la nomenclatura litoestratigráfica definida por ORTÍ (1974), con el fin de poder predecir las zonas de mayores espesores de Keuper, en las que era factible suponer una acumulación preferente de sal. La descripción de estos mapas de isopacas constituirá el eje central de este trabajo. Se ha de hacer notar el carácter tentativo de estos mapas, ya que es evidente que son muy perfectibles, en especial en lo que se refiere a las magnitudes, aunque las morfologías de las cuencas parecen dibujarse más fielmente.

## **Marco geológico del depósito de la Facies Keuper**

Buntsandstein, Muschelkalk y Keuper constituyen la tríada de facies del Triásico del área objeto de estudio. El Permo-Triásico marcará en una extensísima área el inicio del Ciclo Alpino, que según ÁLVARO *et al.* (1978)

viene definido por una serie de acontecimientos globales de tectónica distensiva: apertura del Atlántico y del Tethys con los que se relacionan las distintas facies. Este modelo, ligeramente modificado por los autores, es como sigue:

- Un período inicial de rifting con corteza fría: dio lugar a la aparición del Aulacógeno Ibérico que se colmatará con materiales rojos detríticos de la Facies Buntsandstein.

- Extensión de la corteza, que se tradujo en un adelgazamiento y ulterior calentamiento: subsidencia térmica decadente, de carácter más generalizado y que se reflejará en los depósitos de la Facies Muschelkalk y de la Facies Keuper. Posiblemente, también se relacionan con este período los materiales más modernos de la Facies Buntsandstein, de carácter más netamente expansivo.

- El evento final: aceleración de la subsidencia por contracción, que provocará la entrada generalizada del mar jurásico.

### **El Keuper**

Según ORTÍ (*op. cit.*), en la Facies Keuper se pueden distinguir cinco formaciones, que de muro a techo son:

Fm. Arcillas y yesos de Jarafuel (K1)

Fm. Areniscas de Manuel (K2)

Fm. Arcillas de Cofrentes (K3)

Fm. Arcillas yesíferas de Quesa (K4)

Fm. Yesos de Ayora (K5).

La Fm. Dolomías Tableadas de Imón (GOY y YEBENES, 1977), del Rhetiense, define el techo del Keuper prácticamente en la totalidad de la zona.

La separación de secuencias deposicionales en el conjunto de estas formaciones parece bastante clara: GARRIDO y VILLENA (1977) incluyen a las evaporitas más inferiores (Fm. Arcillas y yesos de Jarafuel) como techo de una unidad regresiva que se inicia con las dolomías superiores de la Facies Muschelkalk. ORTÍ (1987) coloca también la Fm. Areniscas de Manuel a techo de dicha secuencia.

En la Ibérica, la Fm. Capas de Royuela (HINKELBEIN, 1969; RAMOS, 1979) y su equivalente, la Fm. Dolomías, calizas y margas de Royuela (PÉREZ-ARLUCEA, 1985), marcan la transición entre las dolomías de la Facies Muschelkalk y la Fm. Arcillas y yesos de Jarafuel.

El resto de formaciones (K3, K4, K5) configuran una secuencia deposicional transgresiva que culmina con los carbonatos de la Fm. Dolomías Tableadas de Imón. En la opinión de los autores, la Fm. Areniscas de Manuel sería su base.

### **Distribución de espesores**

De los datos de los sondeos se deduce que la máxima acumulación de sal aparece en la Fm. Arcillas yesíferas de Quesa, que en afloramiento casi nunca muestra niveles halíticos, sino otra fisonomía muy caracterís-

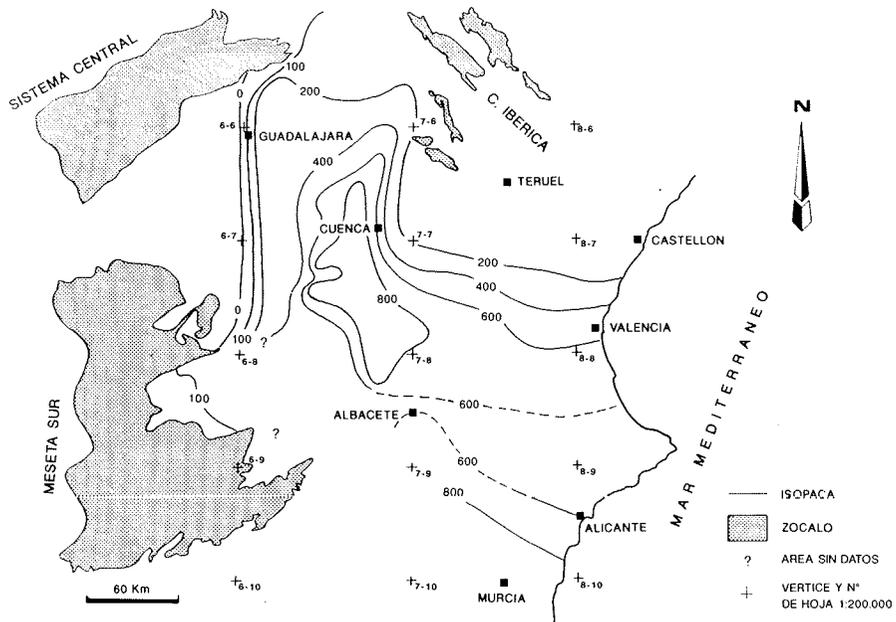


Figura 1: Isopacas totales del Keuper de Levante.

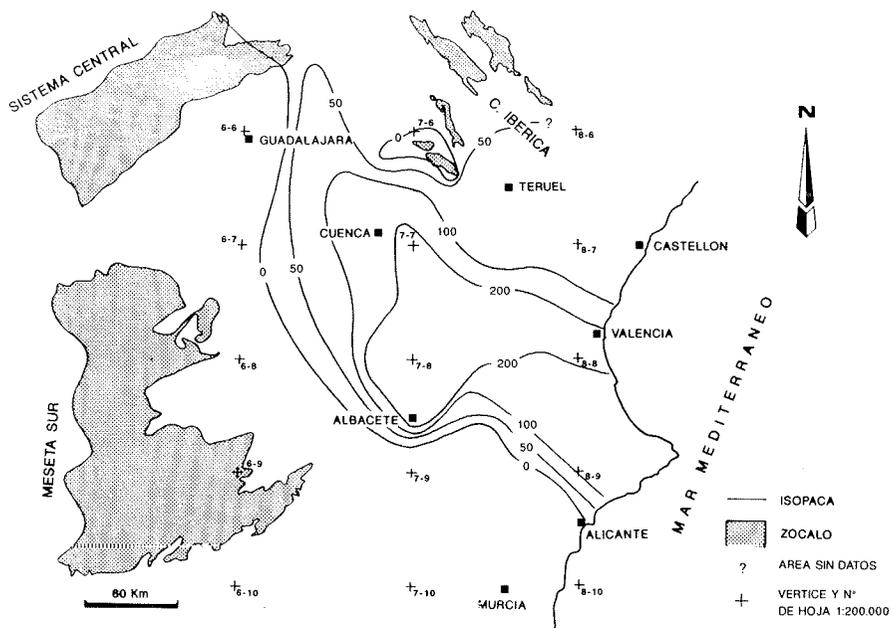


Figura 2: Isopacas de la Fm. Arcillas y yesos de Jarafuel (K1).

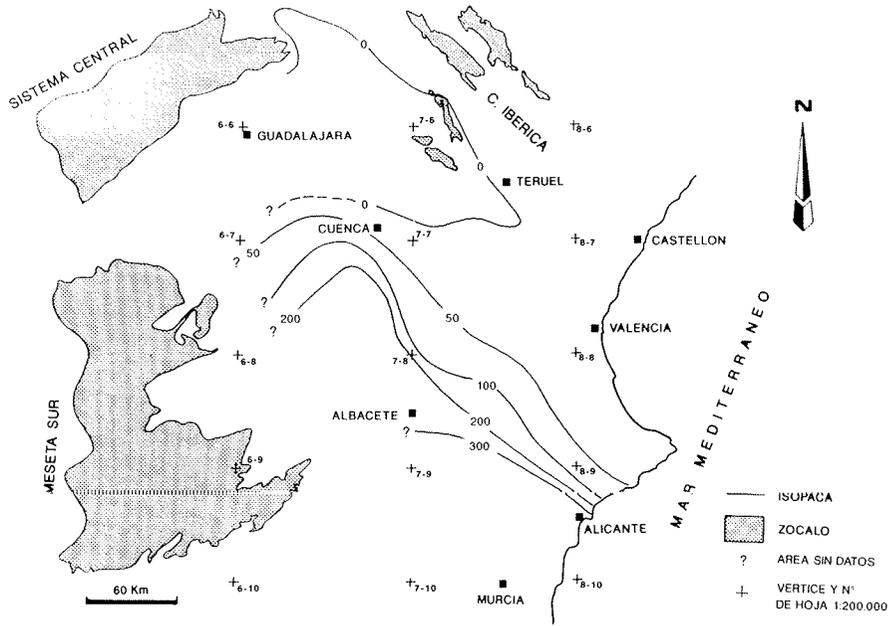


Figura 3: Isopacas de la Fm. Areniscas de Manuel (K2).

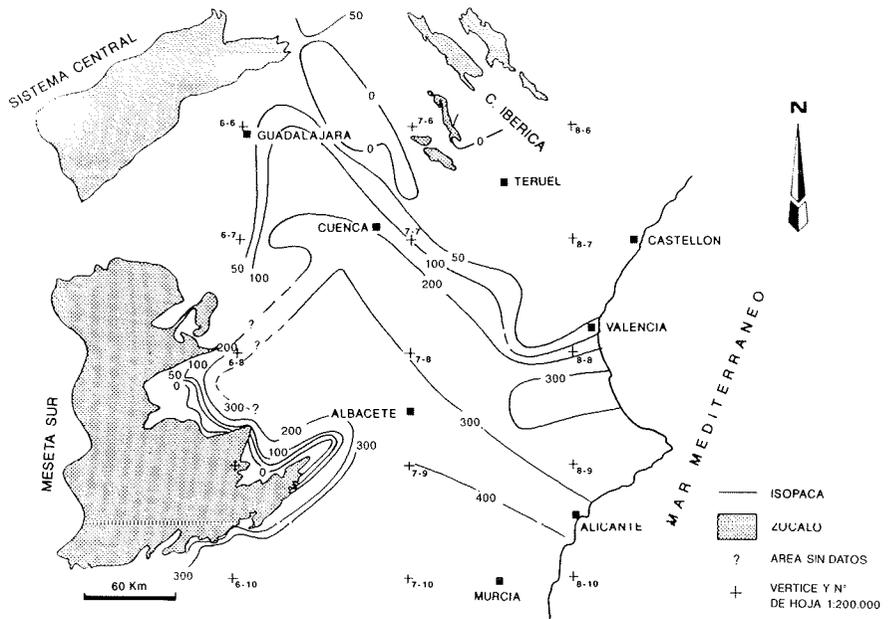


Figura 4: Isopacas del Triásico superior detrítico: Borde de la Meseta Sur (K2 + K3).

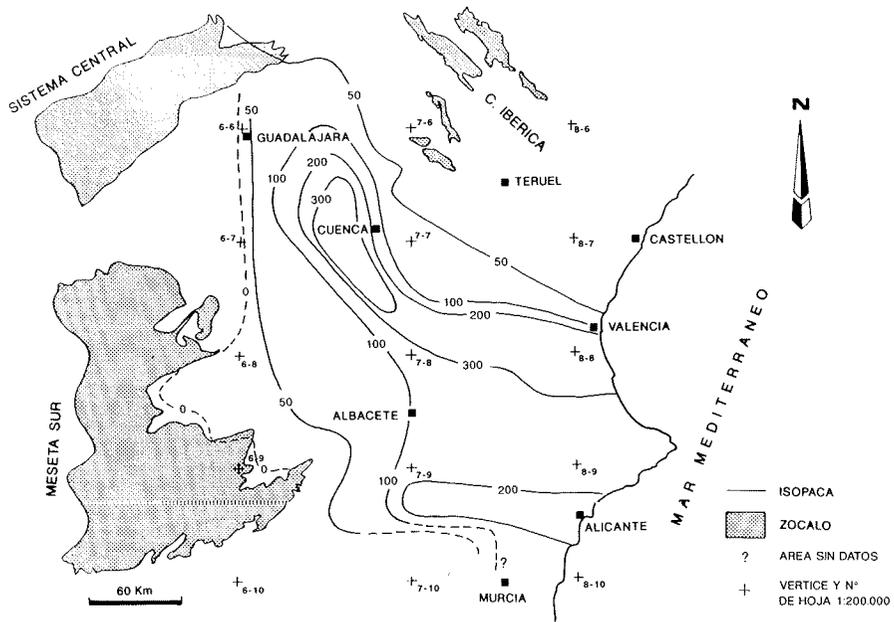


Figura 5: Isopacas de la Fm. Arcillas yesíferas de Quesa (K4) (se ha eliminado el contenido en halita).

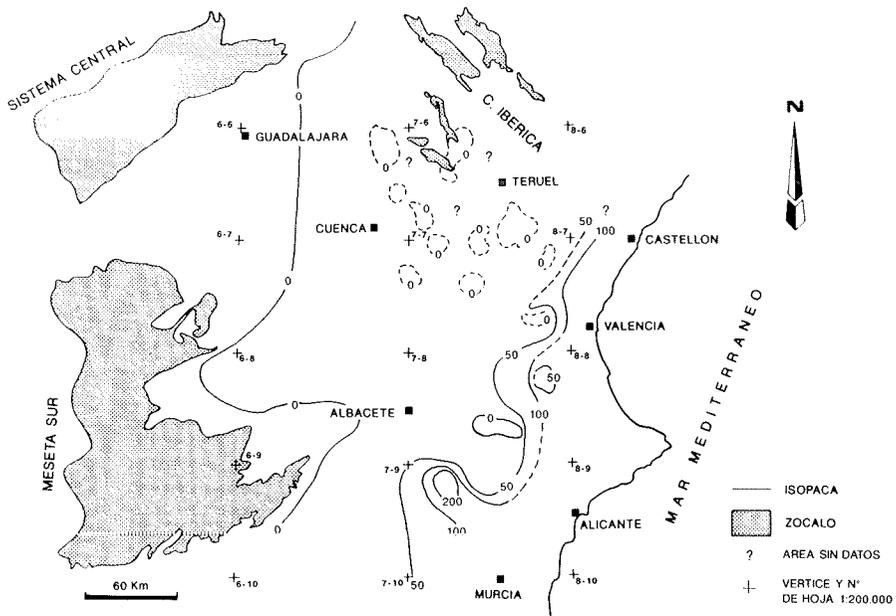


Figura 6: Isopacas de la Fm. Yesos de Ayora (K5).

tica: lutitas rojas entrecruzadas por una infinidad de travéculas de yeso fibroso. Para paliar esta disarmonía, se ha recurrido al sistema más simple: se ha «corregido el espesor de sal en los sondeos», es decir, se ha eliminado. Obviamente, es un simple artificio para poder opinar sobre los espesores mínimos del Keuper y de sus diversas formaciones en las zonas recubiertas.

Se comenzará la descripción a partir del mapa de isopacas totales (fig. 1), ya que en él se amortiguarán los posibles errores cometidos en las medidas de campo de los espesores de las formaciones consideradas de forma individual; este documento se ha obtenido por adición de las isopacas parciales de cada formación, ya que es muy difícil encontrar secciones en las que esté completa esta facies. El mapa refleja un surco con la concavidad dirigida hacia el NE, desde la Depresión Intermedia (Guadalajara-Cuenca) hasta Valencia. Al s de Albacete, hacia el Prebético, vuelve a aumentar el espesor. Se deduce que el depocentro del Pérmico superior-Triásico inferior («surco Molina de Aragón-Valencia»), deja de funcionar y los máximos espesores se sitúan ahora sobre un eje emplazado al O y SO de aquél. Esta disposición muestra grandes discrepancias con el modelo propuesto por CASTILLO-HERRADOR (1974) en el que, aparentemente, se ha asimilado a la Facies Buntsandstein los materiales detríticos rojos que, como se verá a continuación, son indudablemente de edad Triásico superior.

Las isopacas de la Fm. Arcillas y yesos de Jarafuel (fig. 2) son similares a las descritas anteriormente para el conjunto del Keuper, y hacia el sur desaparece, siendo preciso buscar un equivalente siliciclástico para la misma.

El mapa de isopacas de la Fm. Areniscas de Manuel (K2) (fig. 3) es muy ilustrativo: una cuña clástica decreciendo en potencia hacia el NE, que tendría su origen en la Meseta Sur.

Si a continuación (fig. 4) se analizan las isopacas de los detríticos de la Facies Keuper: suma de los espesores parciales de la Fm. Areniscas de Manuel y de la Fm. Arcillas de Cofrentes (en la zona de la Ibérica-Prebético) y el conjunto de detríticos del borde de la Meseta Sur (donde no se puede definir K2 y K3) que ya SOPEÑA *in* IGME (1984) asimiló a depósitos proximales de la Facies Keuper (que dataciones palinológicas realizadas en este Proyecto permiten asegurarlo), aparece una imagen muy similar a la descrita en el párrafo anterior, aunque la cuña clástica se desdibuja por la posible compensación de espesores entre la Fm. Areniscas de Manuel y de la Fm. Arcillas de Cofrentes, así como por la aparición de un depocentro al s de Valencia, sobre la costa y de eje E-O, que podría sugerir la presencia de áreas fuente locales en la Ibérica.

El mapa de isopacas de la Fm. Arcillas yesíferas de Quesa (fig. 5) revela una morfología de cuenca muy similar a la que se observa en el mapa de isopacas totales del Keuper, aunque hay un segundo «surco de máxima subsidencia» de eje E-O a la altura de Alicante, coincidiendo con la alineación diapírica del Prebético.

Las isopacas de la Fm. Yesos de Ayora (fig. 6) son claramente distintas a todas las descritas en los apartados precedentes; no parecen acomodarse

a un «surco», sugiriendo una plataforma estable con sólo una zona de máxima acumulación de espesores en su extremo S, en las cercanías de Hellín.

### **Bibliografía**

- ÁLVARO, M., CAPOTE, R. y VEGAS, R. (1978): Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Celtibérica. *Acta Geológica Hispánica*, 14 (Homenatge a Lluís Solé Sabaris): 172-177.
- CALVET, R., MARCH, M. y PEDROSA, A. (1987): Estratigrafía, sedimentología y diagénesis del Muschelkalk superior de los Catalánides. *Cuad. Geol. Ib.* 11: 171-197.
- CASTILLO HERRADOR, F. (1974): Le Trias évaporitique des bassins de la Vallée de l'Ebre et de Cuenca. *Bull. Soc. Géol. France* 7e. sér. 16(6): 666-675.
- GARRIDO, A. y VILLENA, J. (1977): El Trias germánico en España: paleogeografía y estudio secuencial. *Cuad. Geol. Ib.*, 4: 23-28.
- GOY, A. y YEBENES, A. (1977): Características, extensión y edad de la Formación Dolomías Tableadas de Imón. *Cuad. Geol. Ib.* 4: 375-384.
- HINKELBEIN, K. (1969): El Triásico y Jurásico de los alrededores de Albarracín. *Teruel*, 41: 35-75.
- ORTÍ, F. (1974): El Keuper del Levante español. *Est. Geol.*, 30: 87-151.
- ORTÍ, F. (1987): Aspectos sedimentológicos de las evaporitas del Triásico y del Liásico inferior de la Península Ibérica. *Cuad. Geol. Ib.* 11: 837-858.
- PÉREZ ARLUCEA, M. (1985): *Estratigrafía y sedimentología del Pérmico y Triásico en el sector Molina de Aragón - Albarracín*. Tesis Doctoral, Univ. Complut. Madrid, 322p.
- RAMOS, A. (1979): Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico en el Sector Central de la rama castellana de la Cordillera Ibérica (provincia de Guadalajara). *Seminarios de Estratigrafía, Ser. Monografías*, 313p.
- SOPEÑA, A. (1984): *In IGME, Hoja MAGNA núm. 787, Alhambra.*

# Primeros resultados de unas dataciones palinológicas en el Keuper de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica, Prebético y Subbético frontal

T. de Torres Pérez-Hidalgo

ENADIMSA

## Introducción

A lo largo del desarrollo del Proyecto Ibérica Levante, realizado durante 1989 por parte de la UTE ADARO-INTECSA, contratista de ENRESA (Proyecto ERA), se hicieron una serie de dataciones palinológicas para aproximar, en lo posible, las hipótesis paleogeográficas a modelos en tiempo real e intentar despejar la incógnita de la edad de los materiales detríticos rojos del borde de la Meseta Sur y del Subbético frontal.

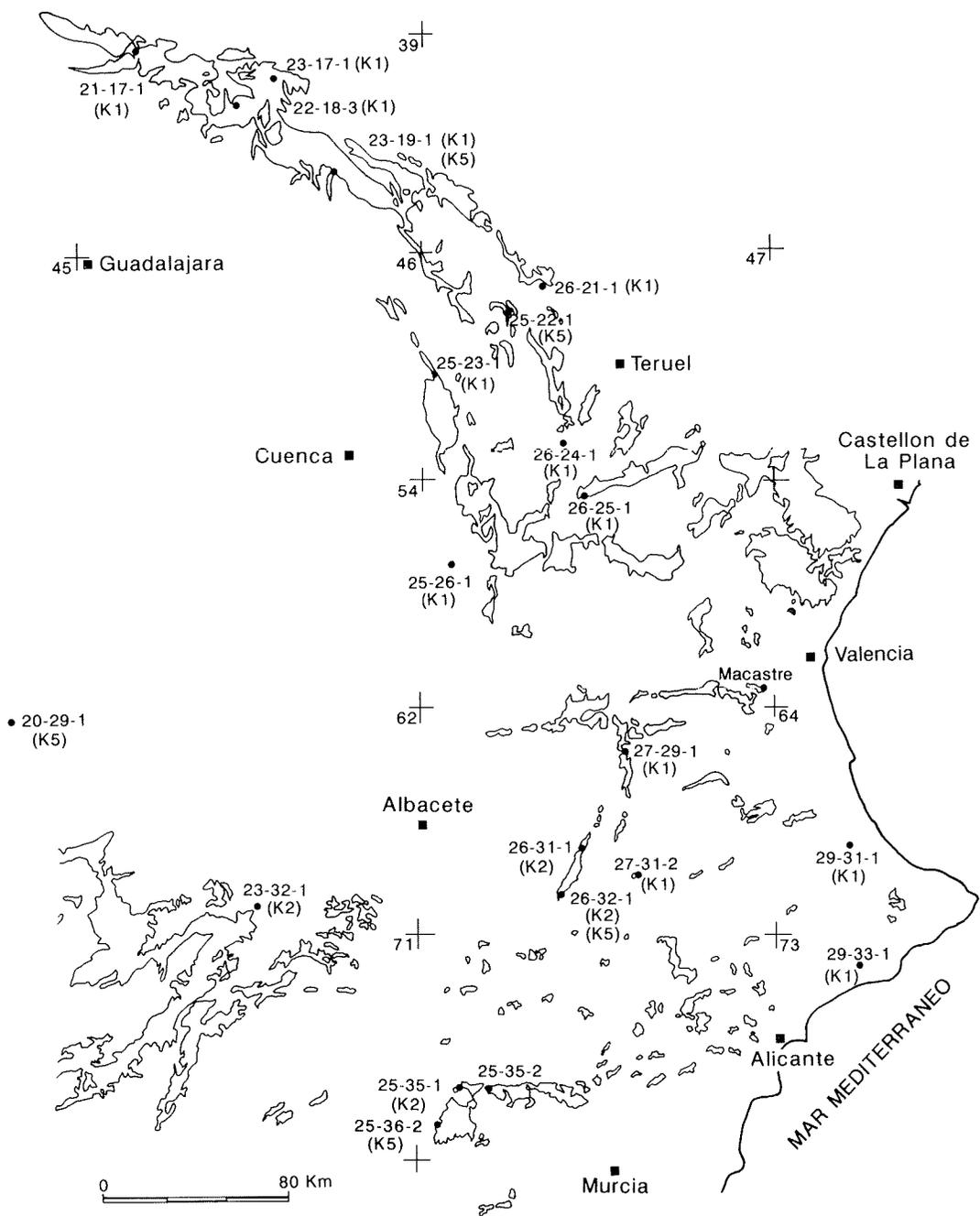
Se realizó una recogida de muestras regional para análisis palinológico (fig. 10) en la que se prestó atención preferente a los tramos evaporíticos inferior y superior del Keuper: Fm. Arcillas y yesos de Jarafuel (K1) y Fm. Yesos de Ayora (K5), *cf.* ORTÍ (1974), en los que la existencia de niveles reducidos posibilitaba la preservación de palinomorfos. Por el interés obvio de datar los niveles detríticos de la Fm. Areniscas de Manuel (K2) y los detríticos del borde de la Meseta Sur, *cf.* SOPEÑA *in* IGME (1984), también se tomaron muestras en los escasos niveles reducidos que se encontraron. Las muestras fueron estudiadas por V. Horvath (ENADIMSA) y los resultados, que serán posteriormente discutidos, se recogen en la Tabla 1. De un total de 25 muestras analizadas, se obtuvo el resultado de 23 muestras datables.

## Antecedentes

Los trabajos consultados sobre la palinología del Keuper del área cubierta por este Proyecto son:

- Ibérica: SOPEÑA (1979), HERNANDO *et al.* (1977), DOUBINGER *et al.* (1978), RAMOS (1979), BOUALARD y VIALARD (1981), SOLÉ DE PORTA y ORTÍ (1982), PÉREZ-ARLUCEA (1985) y RAGERO (1988).
- Prebético, Subbético frontal y borde la Meseta Sur: CASTILLO-HERRADOR (1974) y BESEMS (1981 a,b).

Todos ellos tienen un carácter común: nunca se data en su totalidad la F. Keuper y siempre se obtiene una edad Karniense. Constituyen excepciones a este carácter general el de HERNANDO *et al.* que da edad Norriense para una facies Keuper «atípica» (dominantemente detrítica) y el de SOLÉ DE PORTA y ORTÍ (*op. cit.*) en el que se data una columna bastante completa en Macastre (Valencia), ver Fig. 1.



**Figura 1:** Situación de las muestras de análisis palinológico. La numeración indica Hoja del M.T.N. y n.º de orden de muestra. Entre paréntesis se indican las formaciones muestreadas. Se marcan también los afloramientos de materiales triásicos.

	<u>Alisporites</u> sp	<u>Camerospirites pseudoverrucatus</u>	<u>Camerospirites secatus</u>	<u>Camerospirites verrucatus</u>	<u>Cycadobites</u> sp	<u>Duplicisporites granulatus</u>	<u>Duplicisporites</u> sp	<u>Enzonalaspores tenuis</u>	<u>Enzonalaspores</u> sp	<u>Lunatisporites acutus</u>	<u>Microcachrydites fastidioides</u>	<u>Ovalipollis cultus</u>	<u>Ovalipollis minimus</u>	<u>Ovalipollis ovalis</u>	<u>Ovalipollis pseudoalatus</u>	<u>Ovalipollis</u> sp	<u>Paracirculina granifer</u>	<u>Paracirculina quadrilicis</u>	<u>Paracirculina scurilis</u>	<u>Paracirculina tenebrosa</u>	<u>Paracirculina</u> sp	<u>Patinasporites densus</u>	<u>Patinasporites iustus</u>	<u>Patinasporites tenuis</u>	<u>Patinasporites toralis</u>	<u>Patinasporites</u> sp	<u>Pityosporites</u> sp	<u>Praecirculina granifer</u>	<u>Protodiploxypinus gracilis</u>	<u>Protodiploxypinus</u> sp	<u>Pseudoenzonalaspores summus</u>	<u>Pseudoenzonalaspores</u> sp	<u>Punctatisporites</u> sp	<u>Striatoabietites ayugui</u>	<u>Striatoabietites</u> sp	<u>Triadispora aurea</u>	<u>Triadispora stabilis</u>	<u>Triadispora suspecta</u>	<u>Triadispora</u> sp	<u>Vallasporites ignacii</u>				
<b>Fm. Arcillas y yesos de Jarafuel (K1)</b>																																												
21-17-1	○	●	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○			
22-18-3	○	●	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○		
23-17-1	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○		
23-19-1	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○		
26-21-1	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○		
25-22-1	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○		
26-24-1	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○		
26-25-1	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○		
25-26-1	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○		
27-29-1	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○		
27-31-2	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○		
29-33-1	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○		
29-31-1	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○		
<b>Fm. Areniscas de Manuel (K2)</b>																																												
23-32-1	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○		
25-35-1	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	
26-32-1	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	
26-31-1	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	
<b>Fm. Yesos de Ayora (K5)</b>																																												
23-19-1	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	
20-29-1	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	
25-22-1	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
26-32-1	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
25-35-2	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
25-36-2	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○

**Tabla 1:** Contenido palinológico de las muestras de la figura 1. Los círculos rellenos (negros) indican los principales marcadores estratigráficos.

## Resultados cronoestratigráficos

La Tabla 1 recoge el contenido palinológico de las muestras estudiadas. Puede verse que el contenido esporopolínico es muy similar en todas las muestras: *Camerosporites secatus* acompañado por *Vallasporites ignacii*, *Pseudoenzonalasporites summus* y el género *Paracirculina*. Todas las muestras se pueden considerar pertenecientes a la «fase *Camerosporites secatus*» de VISHÉ y KRYSŤYN (1978), más exactamente dentro de la palinozona *secatus-densus* que según BESEMS (1981 a) data el Karniense medio-superior.

En muestras de la Fm. Areniscas de Manuel (K2) (que son sólo cuatro), se evidencia un súbito aumento del contenido en esporas, más del 50 %, en relación al 5-10 % presente en muestras de la Fm. Arcillas y yesos de Jarafuel (K1) y de la Fm. Yesos de Ayora (K5), fenómeno que también fue observado por SOLÉ DE PORTA y ORTÍ (*op. cit.*) en el corte de Macastre.

## Conclusiones

Las muestras permiten datar la Facies Keuper del área estudiada como Karniense medio-superior.

La datación y los contenidos palinológicos no difieren de los datos de la bibliografía, aunque la precisan más si se exceptúa la citada en HERNANDO *et al.* (*op. cit.*).

Los materiales detriticos del borde de la Meseta Sur (Alcaraz, 23-32-1), del Prebético (Alpera, 26-31-1 y Montealegre, 26-32-1) y del Subbético (Calasparra, 25-35-1) son de esta misma edad: Karniense medio-superior. Además, en estas muestras se da un enorme aumento de los porcentajes de esporas. Es pronto, por lo escaso de las muestras, para sacar conclusiones paleoclimatológicas o paleogeográficas, aunque las esporas (de helechos) indiquen un ambiente más húmedo que el que definen los otros dos grandes grupos de palinomorfos presentes: Disaccites y Circumpolles.

## Bibliografía

- BESEMS, R.E. (1981a): Aspects of Middle and Late Triassic Palynology. 1: Palinostratigraphical data from the Chiclana de Segura Formation of the Linares-Alcazar region (Southeastern Spain) and correlation with palynological assemblages from the Iberian Peninsula. *Rev. Paleobot. Palynol.* 32: 389-400.
- BESEMS, R.E. (1981b): Aspects of Middle and Late Triassic Palynology. 2: Preliminary palynological data from the Hornos-Siles formation of the Prebetic zone. *Rev. Paleobot. Palynol.* 32: 389-400.
- BOUALARD, C. et VIALARD, P. (1981): Identification du Ladinien et du Carnien dans les marnes triassiques de la Serrania de Cuenca (Chaîne Inbique sudoccidentale, Espagne): consideration stratigraphiques et structurales. *Bull. Centre Res. Expl.-Prod. Elf-Aquitaine*, 5, 1: 31-41.
- CASTILLO-HERRADOR, F. (1974): Le Trias évaporitique des bassins de la vallée de l'Ébre et de Cuenca. *Bull. Soc. Geol. Fr.* 7 ser., 16: 399-410.
- DOUBINGER, J., ADLOFF, M.C., RAMOS, A., SOPEÑA, A. y HERNANDO, S. (1978). Primeros estudios palinológicos en el Pérmico y Triásico de la Cordillera Ibérica y bordes

del Sistema Central. *Num. Extr. Rev. Inst. Palin. León* 1: 27-33.

HERNANDO, S., DOUBINGER, J. y ADLOFF, M.C. (1977): Datos cronoestratigráficos del Triásico superior de la región de Ayllón-Atienza (Prov. de Segovia, Soria y Guadalajara). *Cuad. Geol. Ib.* 4: 399-410.

PÉREZ-ARLUCEA, M. (1985). *Estratigrafía y sedimentología del Pérmico y Triásico en el sector de Molina de Aragón-Albarracín*. Tesis Doctoral. Univ. Complut., Madrid, 322p.

ORTÍ, F. (1974): El Keuper del Levante español. *Est. Geol.* 30: 7-46.

RACERO, A. (1988): Exploración petrolífera en la cuenca del Tajo. Contribución a su conocimiento. *Actas VIII Congr. Int. Min. Metal*, 7: 62-81.

RAMOS, A. (1979): Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico en el sector central de la rama castellana de la Cordillera Ibérica. *Seminarios de Estratigrafía, Monografías*, 6: 1-313.

SOLÉ DE PORTA, N. y ORTÍ, F. (1982): Primeros datos cronoestratigráficos de las series evaporíticas del Triásico superior de Valencia. *Acta Geol. Hisp.* 17 (3): 185-191.

SOPENA, A. (1979). Estratigrafía del Pérmico y Triásico del Noroeste de la provincia de Guadalajara. *Seminarios de Estratigrafía, Monografías*, 5: 1-329.

SOPENA, A. (1984): *In: IGME, Hoja geológica Magna núm. 787 (Alhambra). IGME.*

VISSCHER, H. and KRYSZYN, L. (1978): Aspects of Late Triassic Palynology, 4: A palynological assemblage from ammonoid controlled late Karnian (Tuvalian) sediments of Sicily *Rev. Paleobot. Palyn.* 26: 93-112.

# El Triásico del sector Alpera-Montealegre del Castillo (Prov. de Albacete)

Alfonso Sopeña, Amparo Ramos y M.V. Villar

Instituto de Geología Económica.  
Departamento de Estratigrafía.  
C.S.I.C. - U.C. de Madrid

## Introducción

El Triásico de este sector aflora en una estrecha banda elongada según una dirección NNE-SSO, de aproximadamente 22 km de longitud (fig. 1). Esta banda de afloramientos queda bien delimitada por los sedimentos terciarios y cuaternarios que se apoyan discordantes sobre el Triásico. Desde el punto de vista tectónico, se trata de una estructura compleja que en síntesis ha sido interpretada como un anticlinal (ORTÍ, 1973), o anticlinorio (I.G.M.E., 1984) vergente hacia el SE, fuertemente fracturado y con cabalgamientos en esa misma dirección.

Desde el punto de vista estratigráfico se pueden separar en este sector siete unidades litoestratigráficas bien definidas. Las dos unidades inferiores corresponden a las facies Muschelkalk, mientras que las cinco restantes, corresponden al Grupo Valencia definido por ORTÍ (1973) para el Keuper del Levante español. Según esto y de acuerdo con los sondeos disponibles en áreas relativamente cercanas (CASTILLO HERRADOR, 1974), el Triásico de este sector sería del tipo Ibérico (VIRGILI *et al.* 1977 y SOPEÑA *et al.* 1988), es decir estaría compuesto por los tres litotipos clásicos, con un sólo tramo carbonático en facies Muschelkalk que se correspondería con el Muschelkalk superior de Cataluña.

No se ha constatado, por tanto, la presencia de tramo evaporítico intermedio, ni de Muschelkalk inferior. Esta afirmación está basada en los últimos estudios realizados en este área (SOPEÑA, 1981 y VILLAR, 1989). Por otra parte, el hallazgo reciente de un ammonites en los niveles inferiores del Muschelkalk que aquí aflora, confirma que estos carbonatos son equivalentes al Muschelkalk superior de Cataluña. En efecto, en opinión del Dr. Goy del Dpto. de Paleontología de la Universidad Complutense de Madrid, que está realizando actualmente el estudio de este ammonites, podría tratarse de un *Israelites*, del Ladiniense inferior.

Por último, con respecto a la estratigrafía de este afloramiento triásico, conviene resaltar, que a pesar de que en las hojas n.º 792 y 818 (I.G.M.E., 1980 y 1984) se cartografían como Buntsandstein algunos de los niveles de areniscas y lutitas rojas que aparecen en este anticlinorio, estos niveles detríticos, corresponden o a la unidad intermedia o a la unidad basal del Keuper (Villar, 1989) como ya indicaba ORTÍ (1973).

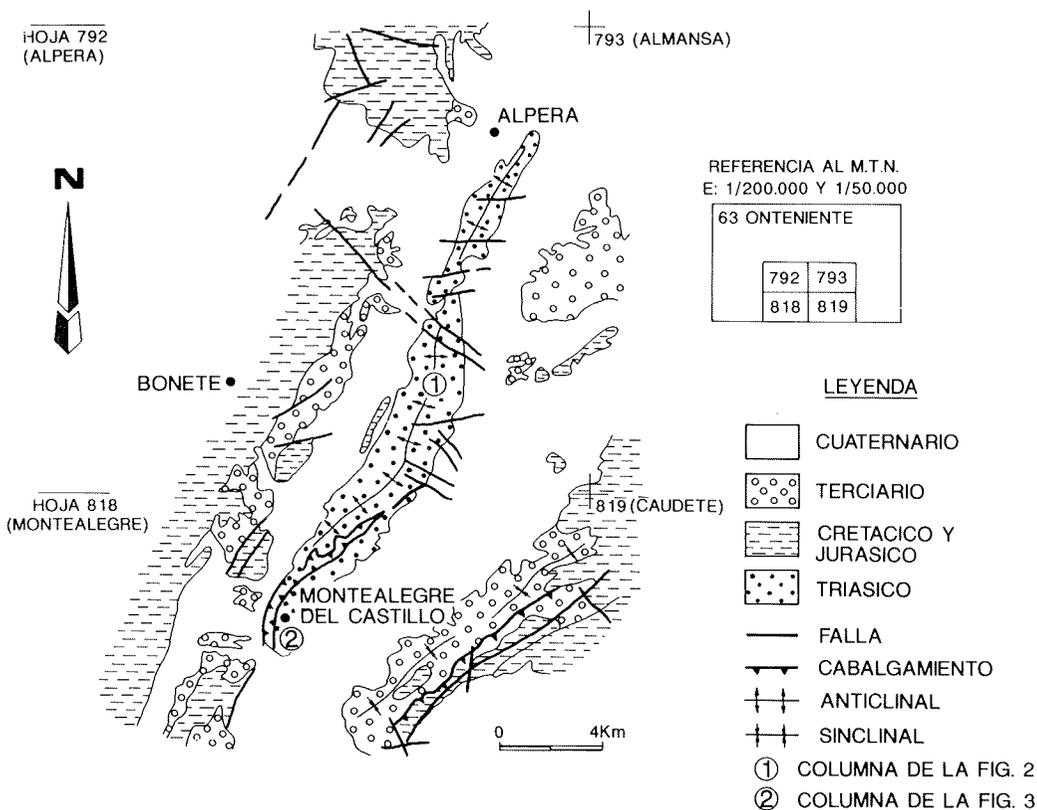


Figura 1: Esquema de situación de los afloramientos triásicos del sector Alpera-Montealegre del Castillo.

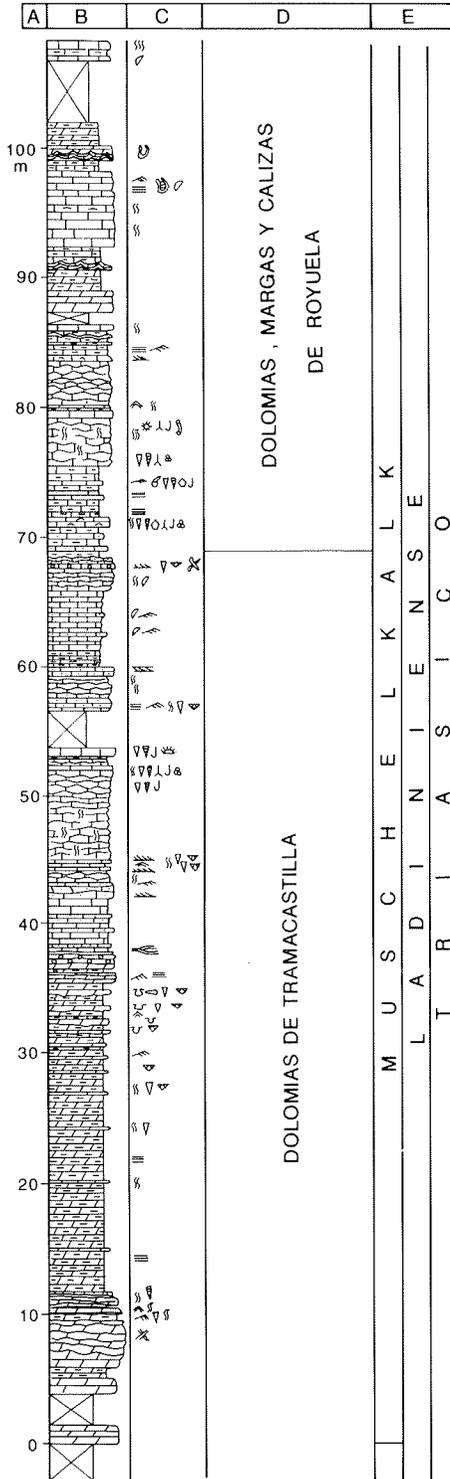
### Unidades litoestratigráficas y características sedimentológicas

Se exponen a continuación de forma resumida las principales características litológicas y sedimentológicas de cada una de las unidades consideradas.

#### *Muschelkalk*

Dentro de estas facies (fig. 2), se han distinguido dos unidades: una inferior compuesta fundamentalmente por dolomías grises y margas dolomíticas, y otra superior constituida por una alternancia irregular de calizas y margas con intercalaciones de dolomías. La unidad inferior se corresponde con las «Dolomías de Tramacastilla» y la superior, con las «Dolomías, margas y calizas de Royuela», definidas estas para la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (Pérez-Arlucea y Sopena, 1985).

El espesor total de las facies Muschelkalk que afloran en este sector de Alpera-Montealegre del Castillo está próximo a los 120 m.



**Figura 2:** Columna estratigráfica del Muschelkalk en la Rambla de los Cuchillos, al oeste de Almansa (Prov. de Albacete). A: espesor, B: litología, C: estructuras sedimentarias y contenido paleontológico, D: unidades estratigráficas. La posición de esta columna en el mapa de la fig. 1 viene indicada por el número 1.

Las principales facies sedimentológicas que se distinguen en estas unidades carbonáticas son, de forma muy resumida, las siguientes:

– Biomicritas *packestone*, *wackestone* y margas, con estratificación lajosa o nodular. Localmente se ha reconocido estratificación de tipo «hummocky». La fauna que contienen es muy abundante (pelecípodos, gasterópodos, braquiópodos, equínidos, espículas de esponjas, artejos de criónides, ostrácodos, foraminíferos y ocasionalmente serpulidos).

– Calizas bioclásticas *packestone* y *grainstone*, a veces algo oolíticas, con abundante fauna asociada.

– Calizas oolíticas con estratificación cruzada de gran escala.

– Calizas micríticas *mudstone*, masivas o con laminación paralela. En la parte superior de la unidad, aparece con frecuencia en esta facies, *Rhizocorallium* en posición vertical.

– Calizas *mudstone* y *packestone* con estratificación «wavy» y «flaser».

– Margas calcáreas o dolomíticas tableadas. En la parte superior del tramo, esta facies contiene con frecuencia *Lingula tenuissima* BRONG.

– Dolomías de grano fino, en las que ocasionalmente se reconocen laminaciones de algas. En la parte superior alternan con finas capas de margas y tienen estructuras «teepee».

En síntesis, todo el conjunto de facies Muschelkalk que aflora en este sector se interpreta como sedimentos de plataforma de salinidad normal, pero poco profunda, que evoluciona en la vertical a una llanura intermareal. Esta evolución no se realiza de una forma uniforme, sino que pueden reconocerse varios tipos de secuencias de somerización. En la parte superior, los términos más altos de las secuencias están compuestos por depósitos de ambiente supramareal con finas costras ferruginosas.

### *Keuper*

Aunque la mala calidad de los afloramientos no permite en muchas ocasiones cartografiarlas con precisión, las unidades que se reconocen en este sector para el Keuper son las definidas por ORTÍ (1973). Estas unidades, que son válidas y aplicables también a la mayor parte de la Cordillera Ibérica y a otros sectores de la Península, son de base a techo las que se describen a continuación de forma resumida.

### *Fm. Arcillas y yesos de Jarafoel (K1)*

Se trata de lutitas de colores rojos, amarillos, verdes y negros, con finas intercalaciones de areniscas, costras ferruginosas y en menor proporción carbonatos y yesos. Es característica en esta unidad la presencia de cuarzos bipiramidados y de piritoedros en los niveles inferiores. Su potencia, a pesar de la mala calidad de los afloramientos que presenta normalmente, puede estimarse comprendida entre 60 y 80 m. Este espesor puede aumentar localmente hasta 120 m., cuando en la base de la unidad se intercalan potentes masas de yesos. Además, en algunas áreas existen brechas producidas por disolución de evaporitas (¿cloruros y anhídritas?) y en sondeos realizados en áreas no muy alejadas, existen en efecto, importantes masas de halita.

*Fm. Areniscas de Manuel (K2)*

Esta unidad está compuesta por areniscas que alternan de forma irregular con niveles de lutitas. Existen también algunas finas intercalaciones de dolomías brechoides y margas dolomíticas con costras limoníticas. Ocasionalmente existen también finos niveles de yesos. El límite inferior de la unidad es difícil de fijar con precisión, ya que existe una transición gradual con los materiales de la unidad infrayacente. El criterio que aquí se ha tomado, es el de considerar como límite el primer nivel de areniscas de potencia superior a los dos metros. Según esto, la potencia de la unidad puede estimarse entre 180 y 210 m.

*Fm. Arcillas de Cofrentes (K3)*

Se trata de un conjunto bastante homogéneo de lutitas de color rojo oscuro, con escasas intercalaciones de areniscas rojas y verdes de grano fino. La potencia de esta unidad es bastante uniforme, con valores cercanos a los 60 m.

*Fm. Arcillas yesíferas de Quesa (K4)*

Esta unidad es la más difícil de identificar en esta región, ya que presenta poco espesor y bien podría considerarse un paso gradual a los yesos de la unidad superior. Se trata de una alternancia irregular de lutitas rojas y verdes, finos niveles de areniscas rojas de grano muy fino, dolomías y margas dolomíticas de carácter brechoide y pequeñas capas de yesos. En la parte superior de la unidad existen abundantes pseudomorfos de evaporitas. La potencia total puede estimarse en unos 25 m.

*Fm. Yesos de Ayora (K5)*

Salvo que falten por causas tectónicas, los yesos son la litología dominante de esta unidad. En la base de la unidad sobre todo, se intercalan algunos niveles de lutitas que con frecuencia quedan deformados y englobados por una densa retícula de yesos fibrosos secundarios que los atraviesan en todas direcciones. Sólo ocasionalmente pueden reconocerse yesos nodulares, sacaroideos, masivos y excepcionalmente texturas entrolíticas. La potencia es muy variable. Al sur de Montealegre del Castillo se han medido 15 m.

Las características de la sedimentación evaporítica y de los episodios terrígenos intercalados del Keuper hacen difícil una interpretación sedimentológica y ambiental. Por una parte, la mala calidad de los afloramientos que normalmente presentan estas facies y, por otra, el hecho demostrado (Suárez *et al.*, 1985), de que existen en profundidad grandes cantidades de evaporitas que no afloran en superficie porque han sido disueltas, aconsejan ser muy cuidadoso cuando se interpreta sólo una parte de la cuenca evaporítica. Remitimos, por tanto, a los trabajos de ORTÍ (1974, 1987 y 1988) en los que se considera un área suficientemente extensa para extraer conclusiones razonables sobre este tema.

A pesar de lo expuesto anteriormente, los datos que pueden obtenerse en este sector de Alpera-Montealegre del Castillo permiten realizar al-

gunas interpretaciones en línea con las ya obtenidas por los autores mencionados. La unidad inferior (K1) parece haberse depositado en una llanura costera fangosa que sólo esporádicamente recibe alimentación marina (llanura fangosa-sabkha, de SALVANY y ORTÍ, 1987, del Keuper de Cataluña). Sólo localmente, en la base de la unidad, se ha detectado la presencia de cubetas de elevada salinidad, en las que se producen importantes cantidades de evaporitas.

La tendencia hacia una mayor continentalidad, al final del ciclo evaporítico de esta unidad, culmina con la sedimentación de la unidad K2 que representa la progradación sobre la llanura descrita de un sistema aluvial distal de canales pequeños y someros, dominado, muy probablemente, por descargas efímeras de gran intensidad.

La unidad K3 representa aún una mayor distalidad del sistema, que sólo esporádicamente recibe aportes terrígenos de grano muy fino no canalizados. En otras áreas, como por ejemplo en el borde sur de la meseta, es posible reconocer algunos canales de tipo anastomosado. La presencia de canales de este tipo indica gran estabilidad de los bordes del canal, poca pendiente de la llanura y muy poca descarga.

A partir de aquí, la sedimentación tiene carácter transgresivo y extensivo y vuelve a recibir influencias marinas (K4), culminando con el ciclo evaporítico transgresivo del Keuper superior (SUÁREZ *et al.*, 1985; ORTÍ 1973 y 1987).

### **Comparaciones con otros sectores**

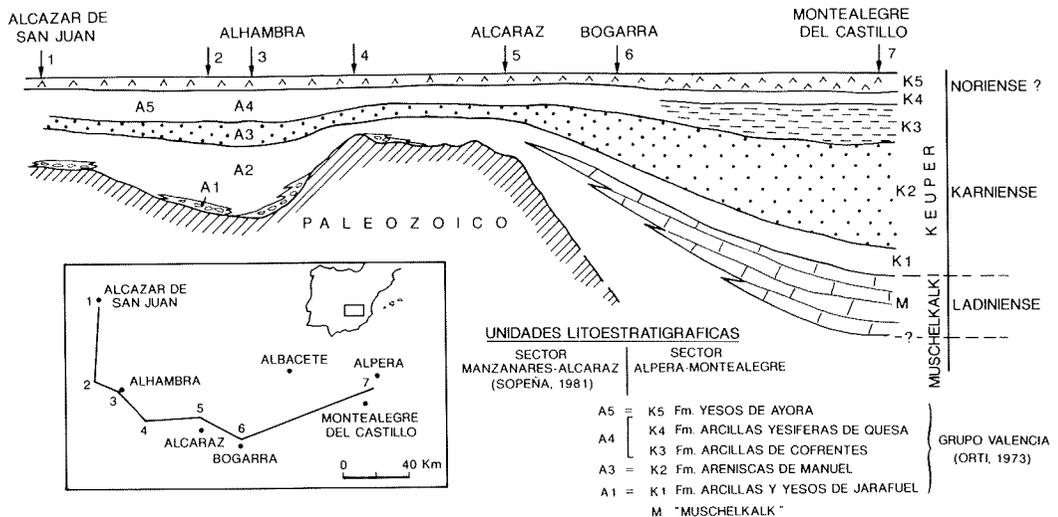
Uno de los aspectos de mayor interés del Triásico de este sector, es que permite establecer comparaciones entre los materiales equivalentes de la Cordillera Ibérica y del sureste de la Meseta (López-Garrido, 1971). En este último sector, la edad y correlación del Triásico han sido bastante discutidas y sólo recientemente se han realizado correlaciones con otras áreas, tanto hacia el norte (SOPEÑA, 1981 y VILLAR 1989), como con las series del Prebético (GIL *et al.* 1987).

La figura 3 representa un intento de correlación y comparación entre las unidades distinguidas en el sector que aquí se considera y la serie que aflora en el área de Manzanares-Alcaraz (Povincias de Ciudad Real y Albacete).

Las principales conclusiones que se deducen de esta comparación son las siguientes:

- Las cinco Formaciones del Keuper definidas por ORTÍ (1973) para el Levante español, son en gran parte el equivalente de los sedimentos que afloran en el borde de la meseta, aunque su espesor es más reducido y la mayoría han perdido su carácter evaporítico.

- Los carbonatos del Muschelkalk de probable edad Ladiniense del sector de Alpera-Montealegre del Castillo, se acuñan hacia el suroeste y pasan lateralmente a lutitas rojas de origen continental, en las que BESEMS (1981), encontró asociaciones palinológicas, también del Ladiniense.



**Figura 3:** Esquema de distribución y correlación de las unidades litoestratigráficas del Triásico del sector de Alpera-Montealegre del Castillo y del borde de la Meseta.

## Bibliografía

- BESEMS, R.E. (1981): Aspects of middle and late Triassic Palynology. 1. Palynostratigraphical data from the Chiclana de Segura Formation of Linares-Alcaraz region (Southeastern Spain) and correlation with palynological assemblages from the Iberian Peninsula. *Review Paleobotany and Palynology*, 32: 257-273.
- CASTILLO-HERRADOR, F. (1974): Le Trias évaporitique des bassins de la Vallée de l'Ebre et Cuenca. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 16(6): 666-676.
- GIL, A.; FERNÁNDEZ, J. y LÓPEZ-GARRIDO, A.C. (1987): Evolución de facies en el Trias de la zona Prebética y borde de la Meseta. Transversal Orcera-Puente Genave (Provincia de Jaén). *Cuadernos de Geología Ibérica*, 11:
- I.G.M.E. (1980): Mapa Geológico de España, e. 1:50.000, Hoja n.º 792, Alpera. 403-420.
- I.G.M.E. (1984): Mapa Geológico de España, e. 1:50.000, hoja n.º 818, Montealegre del Castillo.
- LÓPEZ-GARRIDO, A.C. (1971): *Geología de la Zona Prebética al NE de la Provincia de Jaén*. Tesis Doctoral de la Universidad de Granada. 317 pp.
- ORTÍ, F. (1973): *El Keuper del Levante español: Litoestratigrafía, petrología y paleogeografía de la cuenca*. Tesis Doctoral de la Universidad de Barcelona, 174 pp.
- ORTÍ, F. (1974): El Keuper del Levante español. *Estudios Geológicos*, 30: 7-46.
- ORTÍ, F. (1987): Aspectos sedimentológicos de las evaporitas del Triásico y del Liásico inferior en el E. de la Península Ibérica. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 11: 837-858.
- ORTÍ, F. (1988): La zona de Villed-Castante-Javalambre. Introducción a las formaciones evaporíticas y al volcanismo jurásico. *XXII Curso de Geología Práctica de Teruel*. Univ. de verano de Teruel: 56-95.
- PÉREZ-ARLUCEA, M. y SOPEÑA, A. (1985): Estratigrafía del Pérmico y Triásico en el sector central de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (Provincias de Guadalajara y Teruel). *Estudios Geológicos*, 41: 207-222.

- SALVANY, J.M. y ORTÍ, F. (1987): El Keuper de los Catalánides. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 11: 215-236.
- SOPENA, A. (1981): Estratigrafía y sedimentología del Triásico en el SE de la Meseta. I.N.Y.P.S.A - I.G.M.E. (Inédito), 47 pp.
- SOPENA, A.; LÓPEZ, J.; ARCHE, A.; RAMOS, A. y HERNANDO, S. (1988): Permian and Triassic rift basins of the Iberian Peninsula. In: *Triassic-Jurassic rifting*. Manspeizer, W. Ed., *Development in Geotectonic*. Elsevier Publis. 757-786.
- SUÁREZ, J.; LERET, G. y MARTÍNEZ DEL OLMO, W. (1985): Keuper evaporitic sequences from SE Spain. *6th European Regional Meeting of Sedimentology*, IAS, *Abstracts book*: 447-450.
- VILLAR, M.V. (1989): *El Triásico del sector Alpera-Montealegre del Castillo (Albacete)*. Tesis de Licenciatura, Universidad Complutense de Madrid, 227 p.
- VIRGILI, C.; SOPENA, A.; RAMOS, A. y HERNANDO, S. (1977): Problemas de la cro-  
noestratigrafía de Trias de España. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 4: 57-88.

# Estudio de subsuelo del Trias salino en la Depresión Intermedia

Teresa Bartrina, Enrique Hernández y Ana Serrano

Geología de Exploración y Síntesis, S.A.L.

## Introducción

En esta nota se describen los principales resultados obtenidos en el estudio de las series detrítico-evaporíticas triásicas en la Depresión Intermedia a partir de la información obtenida por los sondeos de exploración de hidrocarburos Torralba-1, Belmontejo-1, Gabaldón-1, El Hito-1, Salobral-1, Ledaña, Carcelén-1, así como de la interpretación de la sísmica de reflexión existente en la cuenca. (fig. 1)

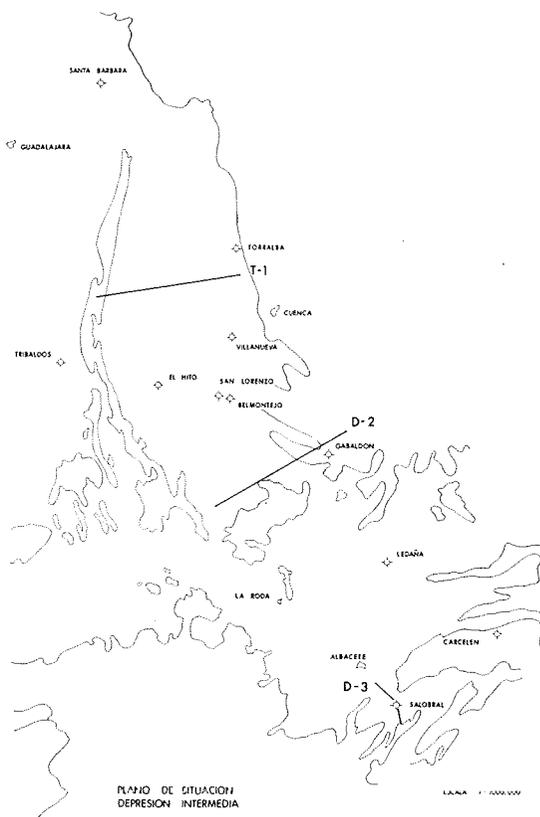


Figura 1: Plano de situación de sondeos profundos y de líneas sísmicas en la Depresión Intermedia.

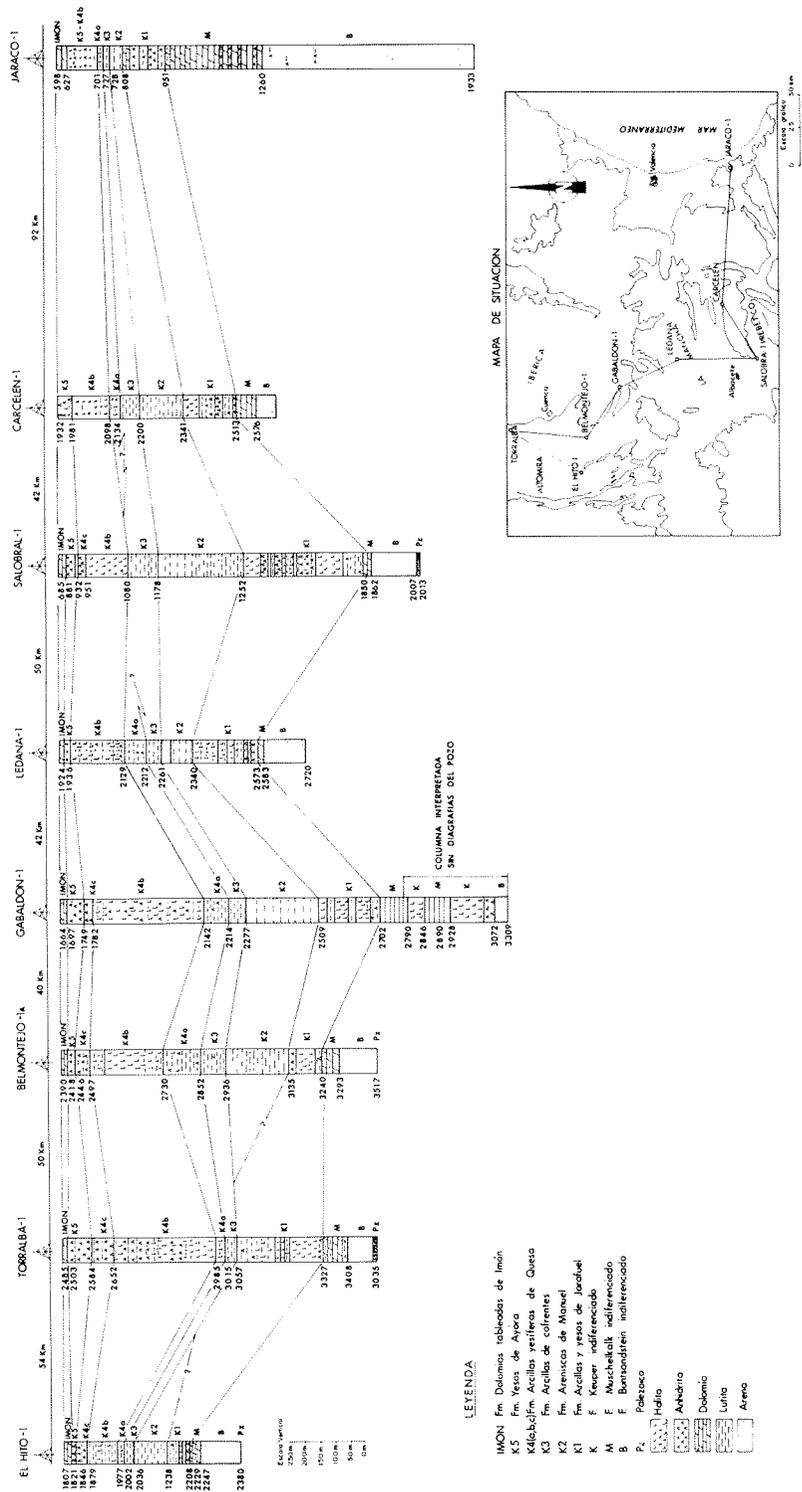


Figura 2: Correlación de sondeos a lo largo de la Depresión Intermedia y zona valenciana (basado en Suárez et al., 1985).

## Características estratigráficas

SUÁREZ *et al.* (1985) interpretaron las diagráfias de los pozos mencionados, delimitando las unidades del Trias, correlacionándolas con las unidades definidas por ORTÍ (1974) para el Levante. (fig. 2)

La serie evaporítica en el Keuper es la siguiente:

– Unidad TK-I: compuesta por el tramo K1, salino y arcilloso con intercalaciones de dolomía y anhidrita. Su potencia a lo largo de la cuenca varía entre 68 y 398 m; el tramo K2, de naturaleza arenoso-limosa, con una potencia regional entre 102 y 274 m; el tramo K3 consistente en arcillas homogéneas con potencias regionales entre 30 y 84 m.

Esta unidad representa un primer ciclo regresivo que se inició en el Muschelkalk.

– Unidad TK-II: compuesta por el tramo K4 en el que se define el subtramo K4a arcilloso-anhidrítico con potencias regionales entre 30 y 122m; el subtramo evaporítico K4b fundamentalmente salino con intercalaciones arcillosas y anhidríticas, su potencia varía entre 117m y 360m; y el subtramo K4c anhidrítico-arcilloso, con potencias regionales entre 19 y 68m. Esta unidad, que representa un segundo ciclo transgresivo, de carácter evaporítico culmina con el tramo K5, en facies anhidríticas (potencia regional entre 25 y 81m). El Keuper finaliza con la Fm. Dolomías Tableadas de Imón a techo de la serie triásica, aunque no siempre esté presente (Goy *et al.*, 1976).

La serie del Keuper hay que considerarla globalmente como una unidad móvil, ya que tanto las formaciones salinas como las arcillosas presentan características plásticas y por tanto son susceptibles de movilización.

Las características estratigráficas y tectónicas citadas se desarrollan en la zona Oriental y en el Centro del Surco Cuenca-Albacete, pero experimentan importantes variaciones, especialmente hacia los bordes de la cuenca de sedimentación, en los que las formaciones pierden potencia, se acentúa el carácter detrítico y desaparecen las halitas por cambios laterales de facies, aunque se conservan las anhidritas en mayor o menor proporción (fig. 2). Estas características sedimentológicas observadas a partir de datos de subsuelo vienen a corroborar las observadas por ORTÍ (1974) en superficie en el Levante.

## Tectónica Salina

A partir del estudio de las líneas sísmicas se observa que existe un nivel de despegue tectónico regional, que actúa como tal en el período alpino, localizado en los tramos evaporítico-arcillosos del Keuper y que origina cabalgamientos que afectan prácticamente a toda la serie.

Estos cabalgamientos implican desde el Paleógeno, como se observa en el sondeo Torralba-1, hasta el basamento.

La cuenca se caracteriza por frentes de cabalgamiento de dirección NW-SE, vergentes hacia el W, suaves anticlinales («ramping anticlines») y sin-

LINEA SISMICA T-1

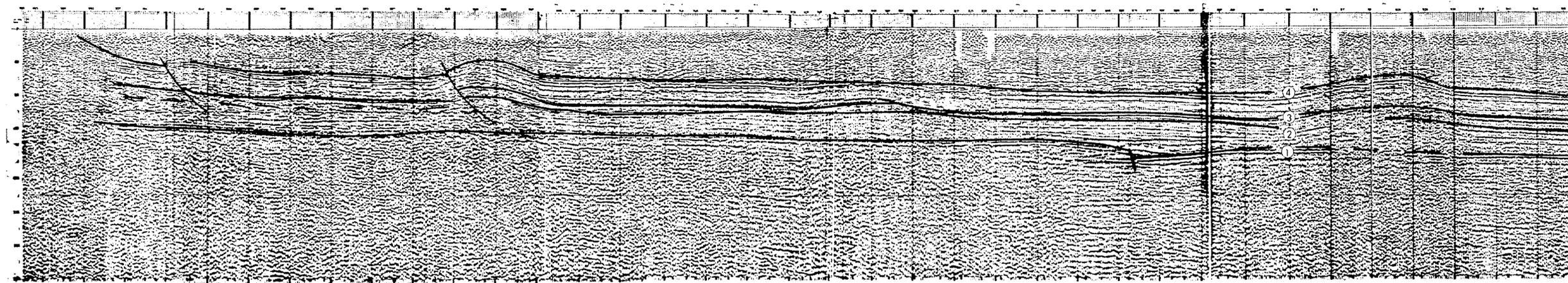


Figura 3: Línea sísmica T-1.

LINEA SISMICA D-2

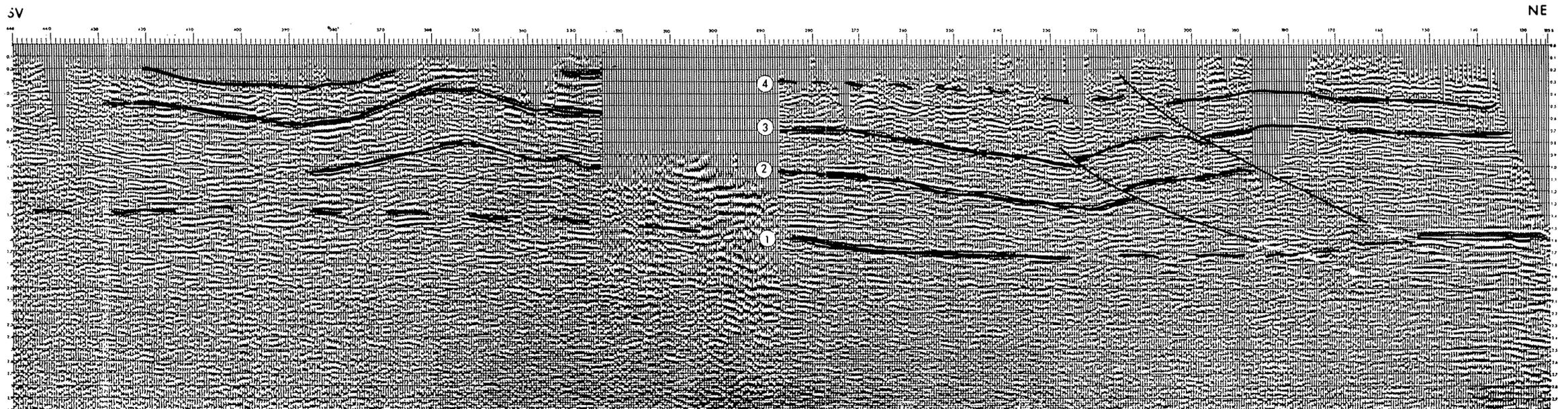
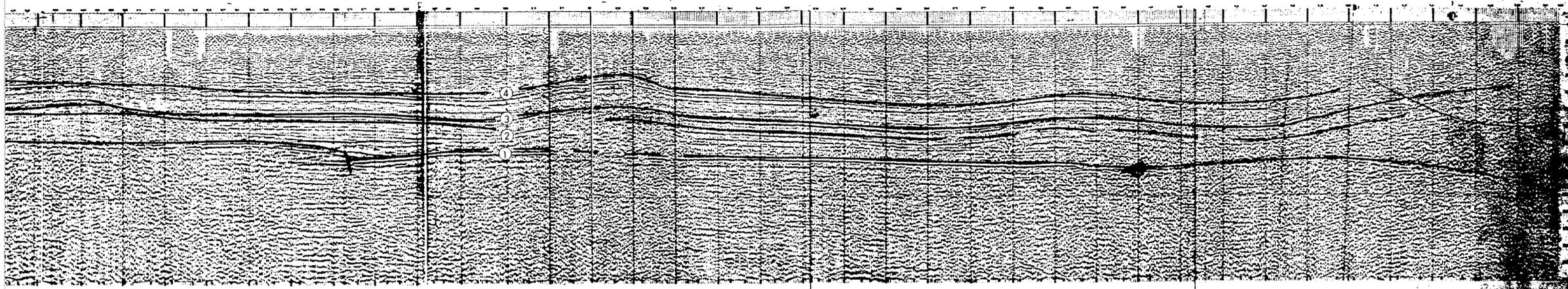


Figura 4: Línea sísmica D-2.

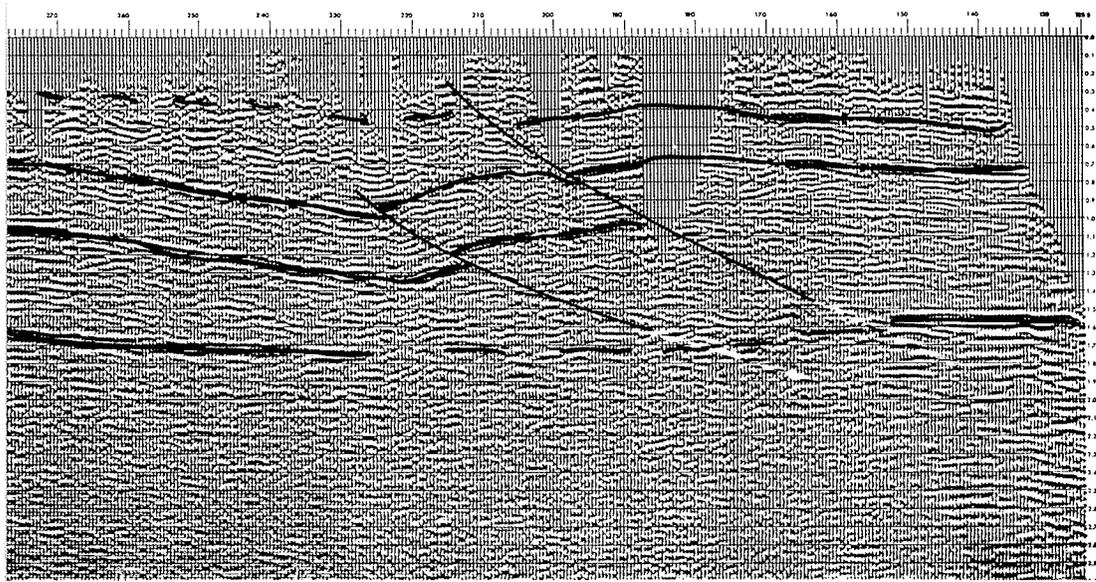
- LEYENDA
- 4 BASE TERCIARIO
  - 3 LIAS INFERIOR F.M. CARNIOLAS
  - 2 TECHO TRIASICO
  - 1 BASAMENTO

LINEA SISMICA T-1



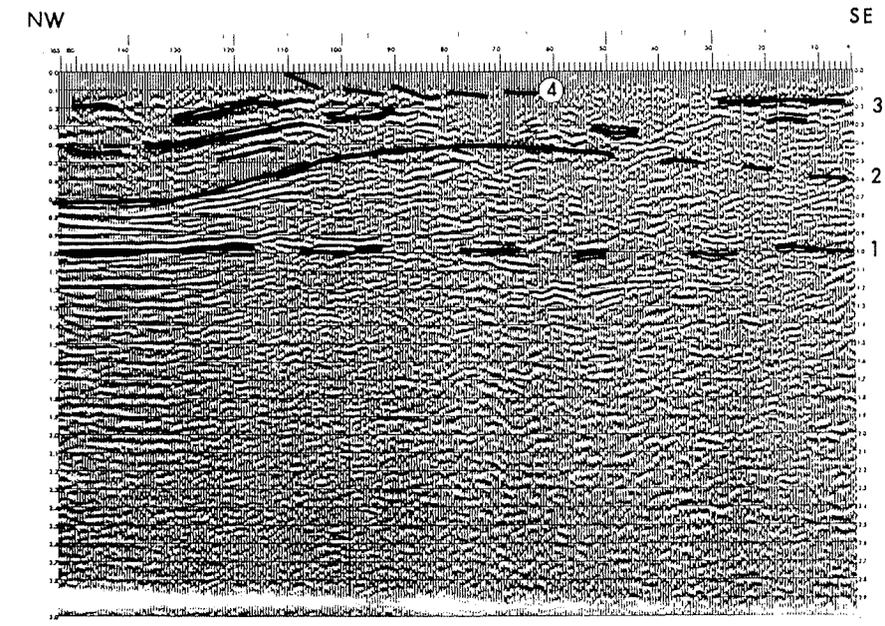
- LEYENDA
- 4 BASE TERCIARIO
  - 3 TECHO LIAS Inf. FM. CARNIOLAS
  - 2 TECHO TRIASICO
  - 1 TECHO PALEOZOICO

NE



- LEYENDA
- 4 BASE TERCIARIO
  - 3 LIAS INFERIOR F.M. CARNIOLAS
  - 2 TECHO TRIASICO
  - 1 BASAMENTO

LINEA SISMICA DA-3



- LEYENDA
- 4 BASE TERCIARIO
  - 3 REFLECTORES INTRAJURASICO
  - 2 TECHO TRIASICO
  - 1 TECHO PALEOZOICO

Figura 5: Línea sísmica DA-3.

clinales en la misma dirección y una actividad halocinética poco desarrollada que afecta a las unidades evaporíticas del Keuper. (figs. 3 y 4)

Las estructuras salinas en la Depresión Intermedia se encuentran en un estadio de almohadilla o intumescencia. El hecho de que estas estructuras salinas no lleguen a evolucionar a estadio diapírico puede ser debido, siguiendo los criterios de BOLDREEL (1985) (que mantiene que el grado de pureza de la halita está relacionado con la habilidad de ésta para moverse), a que el grado de pureza de la halita estudiada a partir de los sondeos es bastante bajo a lo largo de la cuenca.

Cabe señalar que las intumescencias evaporíticas coinciden con alineaciones anticlinales de dirección NW-SE en superficie.

La amplitud o tamaño, no la evolución, de las estructuras salinas es mayor hacia el centro de la cuenca, donde se produjo la mayor subsidencia y por tanto mayor potencia original de serie plástica. (figs. 3, 4 y 5)

El conjunto de las líneas sísmicas estudiadas en la Depresión Intermedia no parecen reflejar cambios importantes de potencia en las series post-triásicas lo que lleva a pensar que la halocinesis está producida exclusivamente por efectos tectónicos. Pero en algunos perfiles sísmicos, como el DA-3 (fig. 5), que pasa por el sondeo Salobral-1, se pueden observar cambios de potencia en la serie jurásica entre los anticlinales y los sinclinales así como procesos erosivos y falta de depósito sobre la estructura halocinética, por lo que la causa del movimiento de la sal podría ser de origen gravitacional.

El mecanismo del movimiento salino podría ser el siguiente:

a) El sustrato Paleozoico se encuentra afectado por fallas distensivas que producen la compartimentación del zócalo. Esta compartimentación facilita el depósito diferencial en cuanto a potencias de la serie triásica. El juego de estas fallas distensivas durante el depósito del Jurásico y Cretácico, probablemente actuaría como factor de desequilibrio dando origen a una primera etapa de movimiento salino, que continuaría más tarde a partir de mecanismos gravitacionales (*buoyancy*-diferencia de densidades y/o carga diferencial).

b) Posteriormente los movimientos compresionales originados durante el período alpino favorecen de nuevo el movimiento de la sal, quedando las estructuras salinas alineadas según la perpendicular al eje de máximo esfuerzo compresivo alpino.

## Bibliografía

- BOLDREEL (1985): On the structural development of the salt dome province in North West Jutland Denmark based on seismic studies. *First Break*, 3(8): 15-21.
- GOY, A., GÓMEZ, J.J. y YEBENES, A. (1976): El Jurásico de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (Mitad Norte). I. Unidades litoestratigráficas. *Estudios Geológicos*, 32: 391-423.
- ORTÍ, F. (1974): El Keuper del Levante español. *Estudios Geológicos*, 30: 7-46.
- SUÁREZ, J., LERET, G. y MARTÍNEZ DEL OLMO, W. (1985): Keuper evaporitic sequence from SE Spain. *6th European Regional Meeting of Sedimentology*, I.A.S., Lérida, *Abstracts book*: 447-450.

# Introducción a las formaciones evaporíticas de la fosa de Teruel

Federico Ortí

Departamento de Geoquímica, Petrología y Prospección Geológica, Univ. de Barcelona

La fosa de Teruel (Alfambra-Teruel-Ademuz-Mira) es un semigraben generado durante el Mioceno, que a lo largo de más de 100 km secciona en dirección NNE-SSW las estructuras de dirección ibérica (NW-SE) en la parte oriental de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica, separando a la misma del Maestrazgo. La anchura promedio de esta fosa está próxima a los 20 km, y sus márgenes están constituidos principalmente por materiales mesozoicos en los que abundan las masas triásicas yesíferas. Aunque en los bordes de esta fosa llegan a aflorar sedimentos paleógenos de los estadios más iniciales de su formación, el relleno principal es neógeno, desarrollándose tanto facies detríticas como químicas (carbonatos y sulfatos).

La sedimentación evaporítica en esta cuenca ha ocurrido en diferentes momentos del Mioceno y Plioceno inferior (y muy localmente en el Oligoceno), dando lugar a formaciones que, siguiendo el eje más subsidente en cada momento, se alinean desde Orrios, al N, hasta Libros, al S, a lo largo de unos 60 km. El reparto estratigráfico de estas unidades ha sido precisado por Anadón *et al.* (1989, fig. 9). La fig. 1 marca sus posiciones geográficas. UTRILLA (1989) ha confirmado la procedencia triásica del sulfato de estas unidades, al menos para las principales de ellas: los Yesos de Los Aljezares (Turolense) y los de Cascante-Libros (Vallesiense).

Todos estos cuerpos sulfatados se caracterizan por su baja concentración iónica original, presentándose únicamente yesos primarios, que en ocasiones son detríticos. Están ausentes los indicios de anhidritización de aquellos, así como las facies de mayor solubilidad (cloruros). La existencia de sílex en estos cuerpos es muy esporádica, y por el momento sólo la hemos localizado en los yesos del techo de la unidad detrítica inferior (Mioceno inferior) del área de Libros (unidad A, de ANADÓN *et al.*, 1989). En consonancia con estas características (propias de cuerpos lacustres sulfatados de baja concentración), es también frecuente el observar cambios laterales de los yesos hacia unidades carbonatadas.

En general, las formaciones yesíferas son de facies microlenticulares en sus zonas centrales y frecuentemente muestran bioturbación. Hacia los bordes suelen pasar a facies de macrocristales lenticulares de crecimiento intersticial:

a) En los Aljezares (n.º 2 de la fig. 1) son corrientes las estructuras detríticas, así como los restos algales yesificados (ORTÍ, 1987, fig. 12), y la estratificación está pobremente desarrollada.

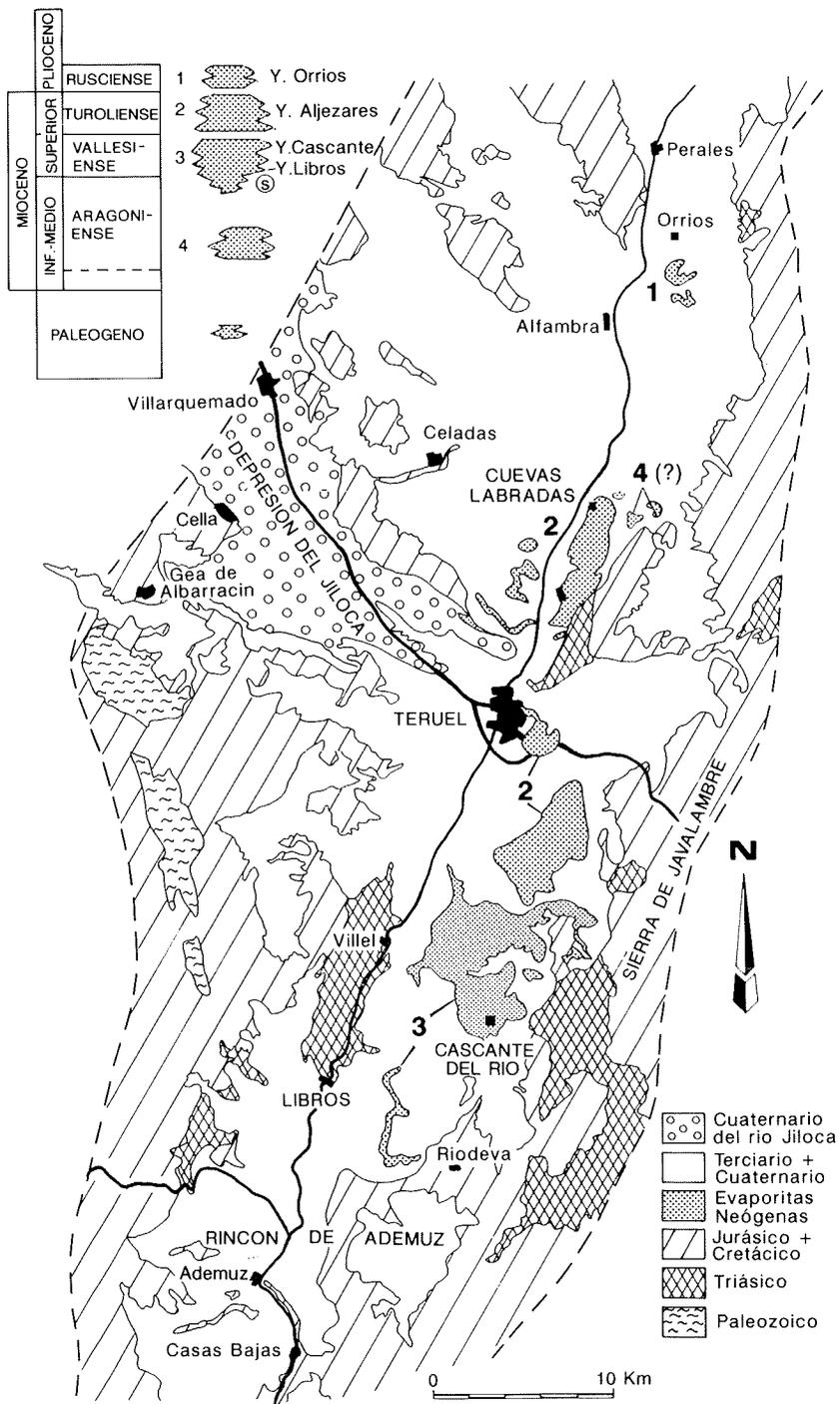


Figura 1: Distribución cartográfica de las principales unidades yesíferas de la fosa de Teruel.

b) En los Yesos de Cascante (n.º 3 de la fig. 1) existen ciclos bien desarrollados, de ambiente lacustre muy somero. Dentro de cada ciclo se sucede un término basal de yeso-carbonato (carbonatos de corfóceas y gasterópodos) y un término masivo bioturbado (facies marrones), muy puro. En la base de los ciclos suele destacarse nódulos centimétricos de estos mismos yesos primarios (ORTÍ, 1987).

c) En los Yesos de Libros (n.º 3 de la fig. 1) y facies asociadas se presentan indicios de mayor profundidad (ANADÓN *et al.*, 1989).

d) En los Yesos de Orrios (Plioceno; n.º 1 de la fig. 1) las características son similares a las de las otras formaciones yesíferas de esta cuenca.

Además de estas unidades yesíferas principales, en diferentes puntos de la cuenca se presentan unidades menores. Así, al E de Cuevas Labradas, cerca de la Masía del Chorrillo, afloran capas de yeso primario entre arcillas rojas, que podrían corresponder al Aragoniense (vienen representadas en la Hoja 1: 50.000 de Teruel con el n.º 19).

Igualmente, se ha citado en la Sierra de Palomares el afloramiento de niveles de yesos y margas del Eoceno sup. - Oligoceno inf. (?), en la base de los materiales de esta edad. También aparece una unidad similar con yesos al SE de Peralejos (viene representada en la Hoja 1: 50.000 de Teruel con el n.º 15).

### **Bibliografía**

- ANADÓN, P., CABRERA, L., JULIÁ, R., ROCA, E. and ROSELL, L. (1989): Lacustrine oil-shale basins in Tertiary grabens from NE Spain (Western European Rift System). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 70: 7-28.
- ORTÍ, F. (1987): La zona de Vilel-Cascante-Javalambre. Introducción a las formaciones evaporíticas y al volcanismo jurásico. *XXII Curso de Geología Práctica de Teruel*, Univ. de verano de Teruel: 56-95.

## La Cuenca del Cabriel

Pere Anadón

Inst. Jaime Almera, CSIC, Barcelona

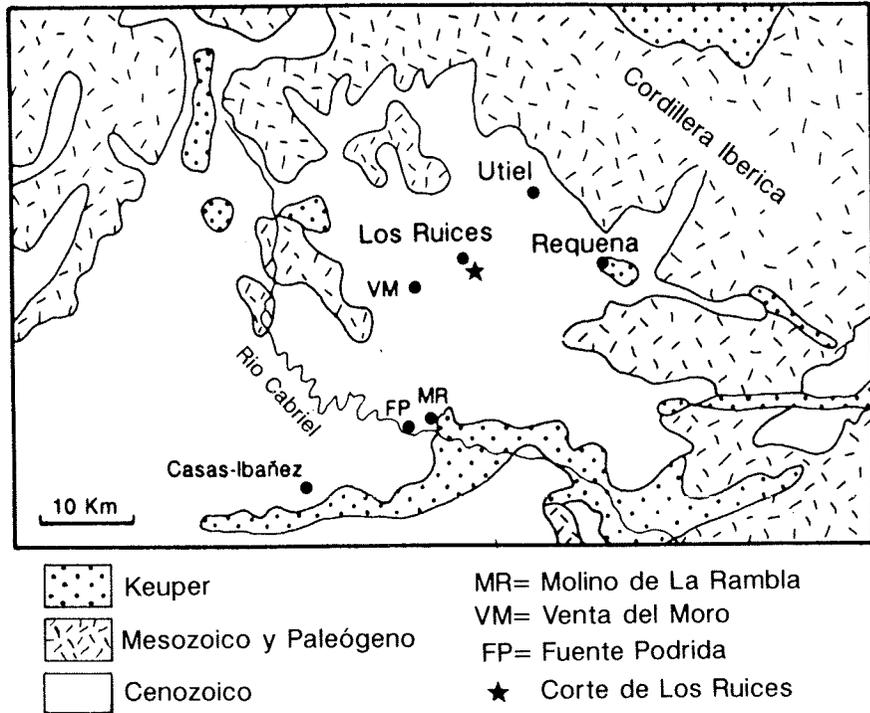
La Cuenca Neógena del Cabriel se localiza en la zona SE de la Cordillera Ibérica y se superpone a las estructuras de plegamiento, de orientación NO-SE, que caracterizan a la misma. Los materiales mesozoicos que afloran alrededor de la Cuenca del Cabriel están formados por una sucesión jurásico-cretácica, predominantemente carbonatada, de origen marino, de hasta 3.000 m de espesor (fig. 1). Otros afloramientos de menor entidad de materiales paleógenos, carbonatados y detríticos, continentales, también están presentes. Diversos afloramientos de facies Keuper se localizan en las zonas occidentales y meridionales de la cuenca y constan principalmente de yeso y lutitas rojas afectadas por el diapirismo. Los afloramientos de halita de estas sucesiones son pequeños y escasos (ORTÍ, 1974).

Los umbrales de materiales mesozoicos de Alborea y Villa de Ves, hacia el Sur, y el extenso manto de materiales detríticos rojos pliocuaternarios de los llanos de Albacete (Fm. Casas del Conde) conforman la separación con la Cuenca del Júcar, con la que, en las últimas fases de su historia, tuvo conexión.

El origen de la Cuenca del Cabriel estuvo condicionado por el desarrollo generalizado de una etapa distensiva que afectó el NE de la Península Ibérica durante el Neógeno, y que dio lugar a estructuras distensivas (horsts, semigrabens, bloques basculados) que se sobreimpusieron a las estructuras compresivas. No obstante, en la zona meridional de la Cordillera Ibérica, la distensión neógena provocó la «apertura» de depresiones con fondo triásico que según MOISSENET (1985) son el resultado de una tracción combinada con el diapirismo y la disolución de los materiales triásicos.

El relleno de la Cuenca del Cabriel, que puede considerarse como generado en una de estas depresiones de fondo triásico, consta de una sucesión de más de 400 m de potencia de materiales detríticos de origen aluvial que presentan intercalaciones de tramos de carbonatos y evaporitas depositados en ambientes lacustres someros (ROBLES, 1970; ASSENS *et al.*, 1973; ROBLES *et al.*, 1974; ANADÓN, 1981, 1985). Los materiales de este relleno, que se depositaron principalmente durante el Mioceno superior (MEIN *et al.*, 1978), yacen en discordancia sobre las facies Keuper y otros materiales mesozoicos y paleógenos que constituyen el sustrato y los relieves circundantes a esta cuenca. Por otra parte, no se han señalado bordes de cuenca limitados por fallas excepto para la zona NE de la misma (falla de Requena, fosa de Chera).

En la Zona NE de la cuenca (Utiel-Requena) predominan las sucesiones fundamentalmente conglomeráticas rojas, de origen aluvial, que pasan lateralmente hacia el SO, hacia el centro de cuenca, a lutitas, areniscas



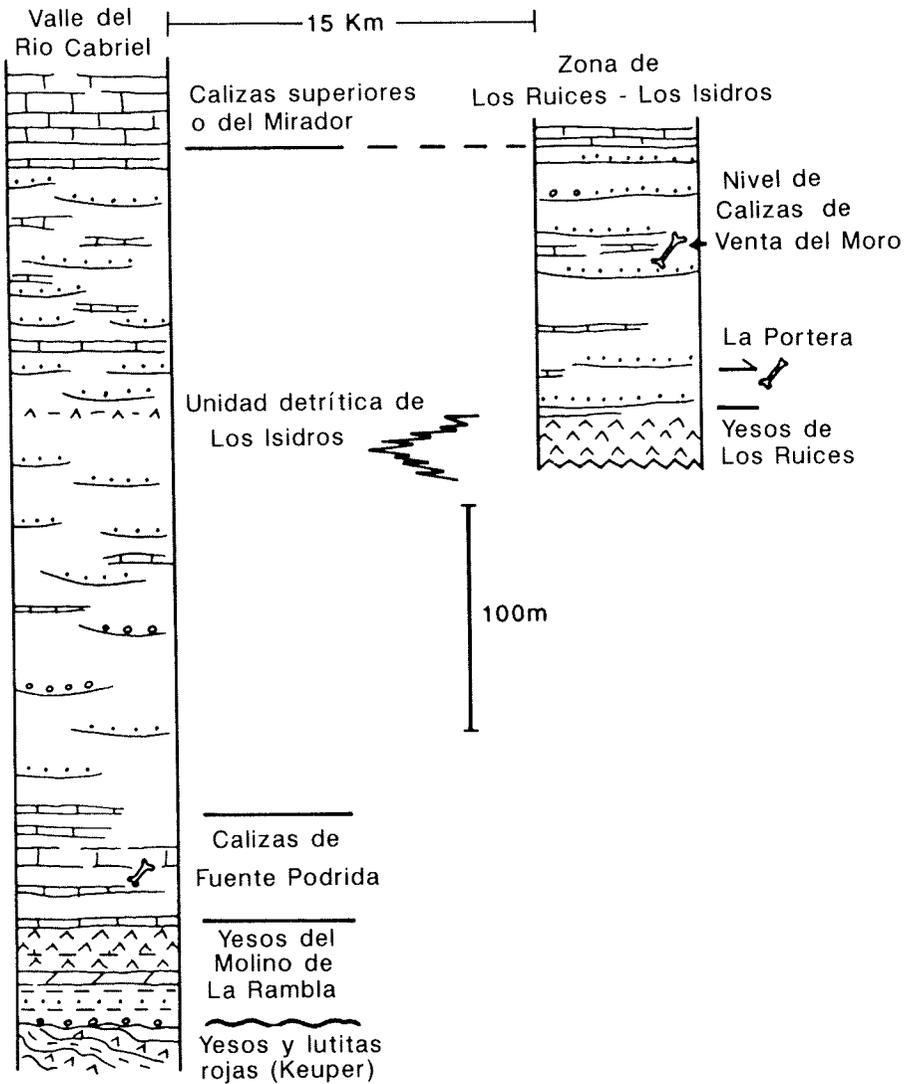
**Figura 1:** La cuenca neógena del río Cabriel. Localización de la sucesión yesífera de Los Ruices (objeto de la Parada 3, Excursión III, presente volumen).

y conglomerados rojos y amarillentos de origen fluvial y a depósitos yesíferos y carbonatados lacustres. La secuencia de relleno en la zona central de la cuenca está bien expuesta en el valle del río Cabriel en las cercanías de Villatoya-Fuente Podrida (Fig. 2). En esta zona se observa la siguiente sucesión de base a techo:

– *Yesos del Molino de la Rambla:* Esta unidad, que alcanza unos 60 m de potencia, está formada por yesos lenticulares y seleníticos que intercalan lutitas, dolomías y areniscas. En la base se presenta un tramo de margas dolomíticas y dolomías con intercalaciones de areniscas con ripples (ANADÓN, 1983). Esta unidad yace en disconformidad sobre materiales de facies Keuper formados por lutitas rojas y yesos versicolores.

– *Calizas de Fuente Podrida:* La parte inferior de esta unidad está formada por lutitas margosas que intercalan niveles de orden métrico de calizas, areniscas y conglomerados. La parte superior está constituida por calizas micríticas y travertinos con escasas intercalaciones de lutitas. Esta unidad, de unos 20 m de potencia, ha sido interpretada como depositada en un medio lacustre somero (ROBLES, 1970; ROBLES *et al.*, 1974).

– *Unidad detrítica de Los Isidros:* Esta unidad, de hasta 300 m de potencia, está formada principalmente por lutitas rojizas y amarillentas que intercalan delgados niveles de calizas y margas, y niveles de areniscas y



**Figura 2:** Columna estratigráfica mostrando la sucesión neógena de la Cuenca del Cabriel en la zona de Venta Podrida (valle del río Cabriel) y en la zona de Los Ruices-Los Isidros.

conglomerados de hasta 3 m de potencia. Estos niveles corresponden a depósitos de canales fluviales. Los depósitos de esta unidad se originaron en ambientes fluviales y lacustres someros relacionados (MATHISSEN y MORALES, 1981; ANADÓN, 1981, 1985; LACOMBA *et al.*, 1986).

– *Calizas del Mirador:* Esta unidad, o Calizas superiores del Cabriel, de hasta 40 m de espesor está constituida por niveles de calizas de hasta 3.5 m de potencia que alternan con lutitas, margas y areniscas. Los niveles de esta unidad, que generalmente continen una abundante fauna de moluscos, han sido interpretados como depósitos de medios lacustres y pa-

lustres con predominio de sedimentación carbonatada (ROBLES, 1970; ANADÓN, 1981, 1985).

La zona de Los Ruices está situada en una posición intermedia entre el área de Utiel-Requena, donde predominan las facies detríticas gruesas aluviales, y el valle del Gabriel, que muestra la sucesión descrita anteriormente. En la zona de Los Ruices la sucesión visible está constituida por una unidad yesífera de hasta 25 m de potencia (Yesos de Los Ruices), a la que se superponen areniscas y conglomerados de la Unidad detrítica de Los Isidros. Coronan la sucesión neógena en esta zona unos cuantos metros de calizas y margas (niveles de Venta del Moro), que se correlacionarían con las Calizas superiores del valle del Gabriel. Aunque la falta de continuidad de afloramientos entre los Yesos de Los Ruices y los Yesos del Molino de la Rambla impide precisar las relaciones entre ambos depósitos evaporíticos, probablemente se trata de dos unidades diferentes. Las facies, no obstante, son muy semejantes: yesos lenticulares y seleníticos.

### **Bibliografía**

ANADÓN, P. (1981): *Trabajo estratigráfico, sedimentológico y paleogeográfico del Terciario del Sector Suroccidental de la Cordillera Ibérica*. IGME-CGS, 107 pp.

ANADÓN, P. (1985): Terciario. Memoria *Mapa Geol. España 1:200.000*, 2.ª serie, 1.ª ed., Hoja n.º 55, Llíria, p. 80-97, IGME.

ASSENS, J., RAMÍREZ DEL POZO, J., GIANNINI, G., RIBA, O., VILLENA, J. y REGUANT, S. (1973): *Mapa Geológico de España 1:50.000*, 2.ª serie, MAGNA, memoria y Hoja n.º 719. Venta del Moro. IGME.

LACOMBA, J.I., MORALES, J., ROBLES, F., SANTISTEBAN, C. y ALBERDI, M.T. (1986): Sedimentología y paleontología del yacimiento finimioceno de La Portera (Valencia). *Estudios Geol.*, 42: 167-180.

MATHISSEN, M. y MORALES, J. (1981): Stratigraphy, facies and depositional environments of the Venta del Moro vertebrate locality, Valencia, Spain. *Estudios Geol.*, 37: 199-207.

MEIN, P., MOISSENET, E. y TRUC, G. (1978): Les formations continentales du Neogène supérieur des vallées du Júcar et du Gabriel au NE d'Albacete (Espagne). *Biosstratigraphie et environnement. Doc. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon*, 72: 99-147.

MOISSENET, E. (1985): Les dépressions tarditectoniques des Chaînes Ibériques méridionales: distension, diapirisme et dépôts néogènes associés. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 300 (II): 523-528.

ORTÍ, F. (1974): El Keuper del levante español. *Estudios Geol.*, 30: 7-46.

ROBLES, F. (1979): *Estudio estratigráfico y paleontológico del Neógeno continental de la Cuenca del Río Júcar*. Tesis Doctoral, Universidad de Valencia, 275 pp.

ROBLES, F., TORRES, J., AGUIRRE, E., ORDOÑEZ, S., CALVO, P.J., SANTOS, J.A. (1974): Levante. *Libro Guía del Coloquio Int. sobre Bioestratigrafía continental Neógeno superior y Cuaternario inferior*. Guía 4.10: 87-133.

# Sedimentación evaporítica en las cuencas de Cenajo y Las Minas-Camarillas (región de Hellín, Mioceno Superior del área Prebética)

José Pedro Calvo Sorando\* y Emilio Elízaga\*\*

\* Dpto. Petrología, Univ. Complutense, Madrid

\*\* Instituto Tecnológico y Geominero, Madrid

## Situación y contexto geológico

Las cuencas de Cenajo y Las Minas-Camarillas se sitúan en la parte meridional de la provincia de Albacete, en el límite de esta provincia con la de Murcia. En este área y zonas próximas se reconocen, aparte de las dos citadas, otras cuencas de variable extensión que contienen un registro mioceno superior en facies continental más o menos desarrollado (fig. 1).

Desde un punto de vista estructural estas cuencas corresponden a grabens y semigrabens cuyas directrices mayores son a grandes rasgos coincidentes con lineaciones definidas durante etapas compresivas previas en este área de las Béticas.

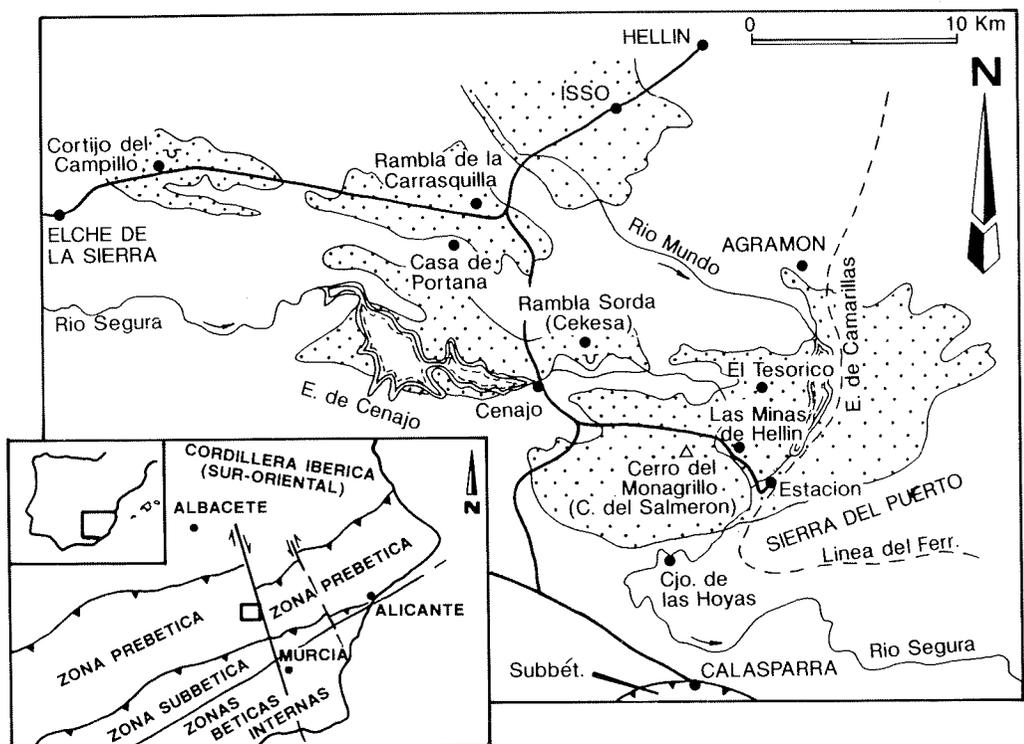


Figura 1: Localización de las cuencas neógenas de Las Minas-Camarillas y del Cenajo, en la región comprendida entre Hellín y Calasparra.

La formación de las cuencas tuvo lugar en una etapa de carácter extensional a principios del Mioceno superior (post-Tortonense inferior) (CALVO *et al.*, 1978; BELLON *et al.*, 1981; ELIZAGA y CALVO, 1989). El análisis de las sucesiones lacustres contenidas en estas cuencas pone de manifiesto nuevas etapas distensivas, particularmente durante el Turoliense superior (intra-Messiniense) (ELIZAGA y CALVO, *op. cit.*).

### Descripción de las cuencas. Sucesión estratigráfica general

Las cuencas de Cenajo y Las Minas-Camarillas se disponen adyacentes entre sí, separadas por un estrecho umbral compuesto por sedimentos cretácicos y miocenos en facies marinas plegados. La Cuenca de Cenajo ocupa una extensión de unos 60 km<sup>2</sup> y aparece limitada en sus lados N y S por relieves jurásicos netamente fallados en el contacto con los depósitos miocenos continentales. Por su parte, la Cuenca de Las Minas-Camarillas se extiende más ampliamente (220 km<sup>2</sup>), estando bordeada en su parte norte por materiales jurásicos, en contacto mediante falla de gran salto, mientras que en su parte sur los depósitos miocenos se disponen adosados discordantemente sobre formaciones mesozoicas o terciarias más antiguas (fig. 2).

Las sucesiones observadas en ambas cuencas son a grandes rasgos similares, aunque la serie más completa, con un espesor aproximado de 460 m, es observable en la Cuenca de Cenajo. Los términos basales sólo afloran

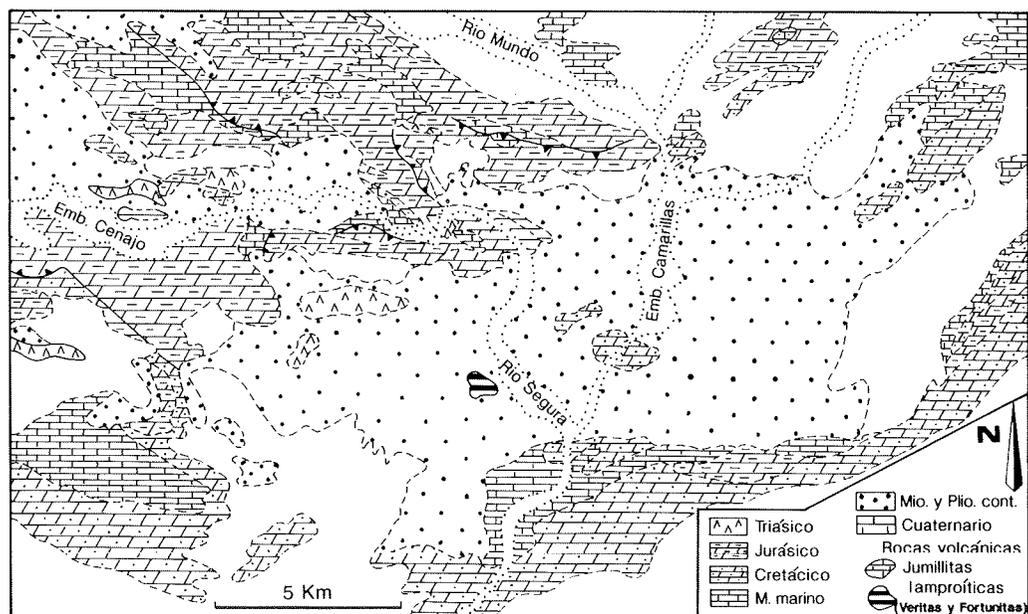


Figura 2: Mapa geológico de la región Prebética donde se localizan las cuencas neógenas de Las Minas de Hellín y del Cenajo.

ran de una forma parcial en el sector SE de la Cuenca de Las Minas-Camarillas.

La sucesión miocena de la Cuenca de Cenajo aparece representada en la fig. 3. Los rasgos estratigráficos más destacables extraíbles de esta sección son: 1) La discordancia existente entre su base y los depósitos miocenos en facies marinas más modernos datados en este área, los cuales

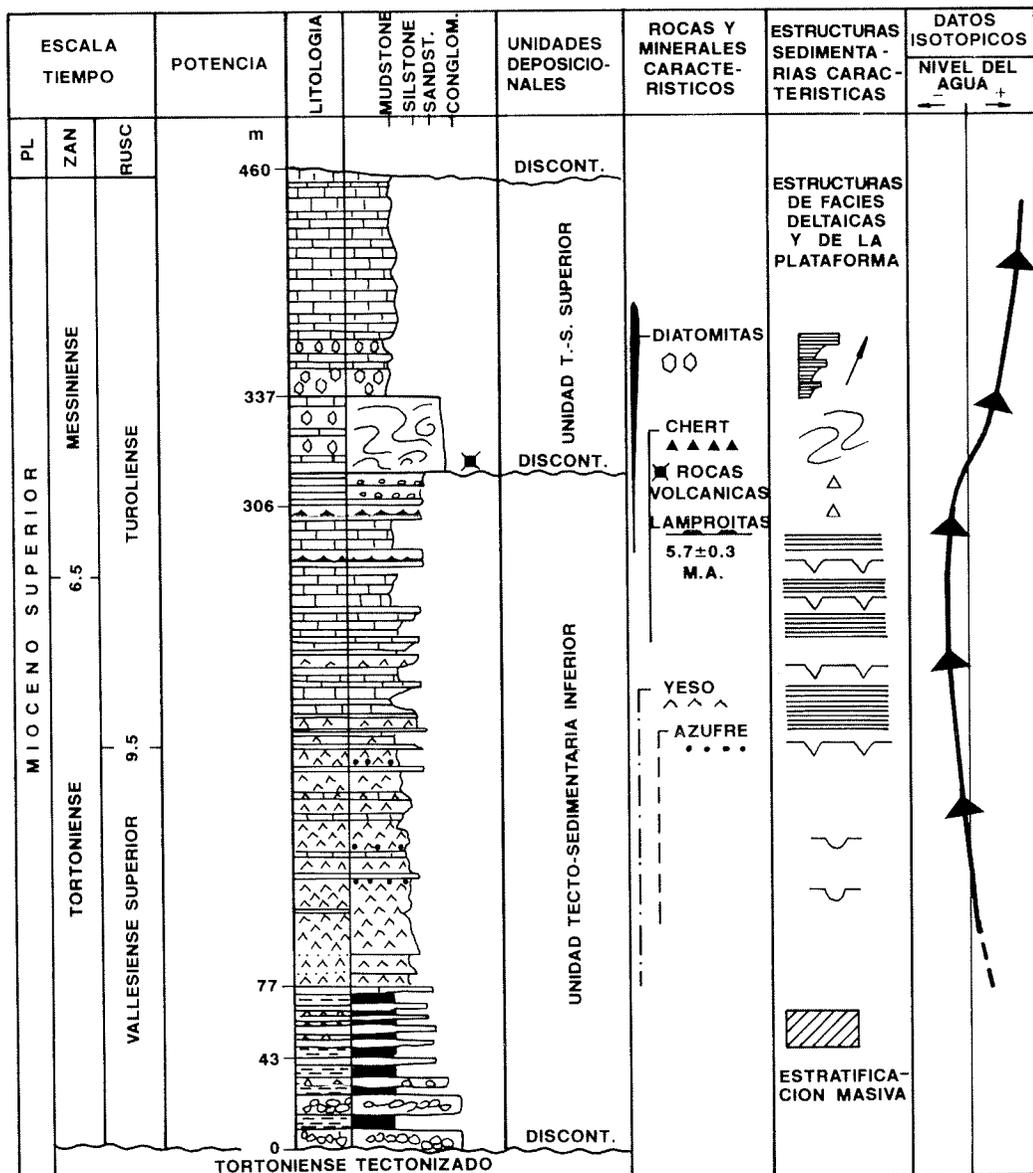


Figura 3: Serie estratigráfica tipo del Mioceno superior de la cuenca del Cenajo (según CALVO y ELIZAGA, 1989).

corresponden al Tortoniense inferior; 2) La existencia de una discontinuidad dentro de la sucesión miocena continental representada por un episodio de resedimentación importante que queda patentizado por un nivel «slumpizado» de fuerte espesor, al que se asocian capas de turbiditas (CALVO y ELIZAGA, 1985, 1987); y 3) el final brusco de la sedimentación lacustre, marcado por una discontinuidad sobre facies de carbonatos someros en dicha área o sobre facies deltaicas y fluviales en la parte septentrional de la Cuenca de Las Minas-Camarillas.

El *megaslump* representado en la sección de la Cuenca de Cenajo es reconocible asimismo en la otra cuenca, denotando el comportamiento similar de la evolución de ambas. En la Cuenca de Las Minas-Camarillas es, además, claramente deducible la relación entre este episodio de resedimentación y el emplazamiento de aparatos volcánicos de naturaleza lamproítica (BELLON *et al.*, 1981; NOBEL *et al.*, 1981; ELIZAGA y CALVO, 1989).

Otros dos rasgos, entre otros, que indican la similitud en el registro sedimentario y, por consiguiente, en la evolución de ambas cuencas son el desarrollo de un episodio evaporítico, comentado más detalladamente a continuación, hacia la parte inferior-medía de la sucesión y, por otra parte, el amplio desarrollo de niveles de diatomitas hacia su parte superior. Estas diatomitas constituyen los depósitos más importantes de este tipo de material en la Península (CALVO, 1981; CALVO y ELIZAGA, 1987). Se señalará también la importancia económica que tuvo la extracción de azufre, ligado al episodio evaporítico, en esta zona (MESEGUER PARDO, 1924), y las investigaciones llevada a cabo sobre la potencialidad de «oil shales» en ella.

### **Episodio evaporítico en las cuencas de Cenajo y Las Minas-Camarillas**

Como se ha indicado, la presencia de depósitos evaporíticos es un hecho común en ambas cuencas y su posición stratigráfica queda bien definida en la Cuenca de Cenajo, mientras que en Las Minas-Camarillas las evaporitas ocupan los niveles más inferiores aflorantes en su parte central, por lo que no resulta posible describir los términos infrayacentes a ellas en esta parte de la cuenca.

El espesor de la serie con evaporitas supera los 50 m en la Cuenca de Cenajo mientras que en Las Minas-Camarillas la potencia visible es superior a los 80 m, a los que se puede añadir al menos unos 70 más, tal como se deduce de la documentación minera existente.

La sucesión evaporítica consiste en capas de yeso de espesor centimétrico a métrico que alternan con margas calcáreas y bancos de carbonato, los cuales intercalan localmente lechos de arciscas y lutitas. Otros elementos a resaltar son los nódulos y niveles más continuos de azufre, así como silicificaciones de carácter local.

Los minerales carbonáticos analizados en esta sucesión corresponden mayoritariamente a dolomita. La calcita está presente fundamentalmente como reemplazamiento a partir de yeso. Este último aparece en forma de

selenita y agregados de yeso lenticular, en niveles con estratificación bien definida, como yeso laminado, o bien como yeso intersticial. Más localmente se han observado niveles de yeso detrítico. Otras formas de aparición del yeso, en este caso netamente secundarias, son como yeso fibroso, yeso de reemplazamiento a partir de carbonatos y/o margas previas, y como cemento en bancos areniscosos. Indicaremos por último que se han reconocido indicios de celestina asociados a estas facies (BELLANCA *et al.*, 1989).

Los datos obtenidos a partir del análisis isotópico tanto de los yesos como de las facies carbonáticas asociadas muestran valores medios de  $\delta^{34}\text{S}$  comprendidos entre  $-9.5$  y  $+19.3$  ‰ CDT, siendo los valores más altos los correspondientes al yeso primario, mientras que los más bajos proceden de yeso secundario formado por oxidación de azufre (PIERRE *et al.*, 1989). Por su parte, los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  en dolomita llegan a ser de  $+7.79$  a  $+9.77$  ‰ PDB (BELLANCA *et al.*, 1989), sugiriendo netamente un carácter lacustre hipersalino durante el episodio evaporítico descrito.

## Bibliografía

- BELLANCA, A., CALVO, J.P., CENSI, P., ELIZAGA, E. y NERI, R. (1989): Evolution of lacustrine diatomite carbonate cycles of Miocene age, Southeastern Spain: petrology and isotope geochemistry. *Jour. Sedim. Petrol.*, 59: 45-52.
- BELLON, H., BIZON, G., CALVO, J.P., ELIZAGA, E., GAUDANT, J. y LÓPEZ, N. (1981): Le volcan du Cerro del Monagrillo (prov. Murcie): âge radiométrique et corrélations avec les sédiments néogènes du Bassin de Hellín (Espagne) *C. R. Acad. Sci. Paris*, 292: 1.035-1.038.
- CALVO, J.P. (1981): Los yacimientos de diatomita en España. *Bol. Geol. Minero*, 92: 274-284.
- CALVO, J.P. y ELIZAGA, E. (1985): Sedimentology of a Neogene lacustrine system, Cenajo Basin, SE Spain. *6th European Reg. Meet. IAS, Lleida, Abstracts*: 70-73.
- CALVO, J.P. y ELIZAGA, E. (1987): Diatomite deposits in Southeastern Spain: geologic and economic aspects. *Ann. Inst. Geol. Publ. Hungary*, 70: 537-543.
- CALVO, J.P. y ELIZAGA, E. (1989): The Cenajo and Las Minas-Camarillas basins, southeastern Spain. *Global Geological Record of Lake Basins*, Cambridge Univ. Press, (*in litt.*).
- ELIZAGA, E. y CALVO, J.P. (1988): Evolución sedimentaria de las cuencas lacustres neógenas de la zona prebética (Albacete, España). Relación, posición y efectos del vulcanismo durante la evolución. Interés minero. *Bol. Geol. Minero*, 89: 9-28.
- FOUCAULT, A., CALVO, J.P., ELIZAGA, E., SERVANT-VILDARY, S. y ROUCHY, J.M. (1987): Place des dépôts lacustres d'âge miocene supérieur de la région de Hellín (Province de Albacete, Espagne) dans l'évolution géodynamique des Cordillères Bétiques. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 305: 1.163-1.166.
- MESEGUER PARDO, J. (1924): Estudio de los yacimientos de azufre de las provincias de Murcia y Albacete. *Bol. Inst. Geol. Minero de España*, 45, 3 serie: 1-84.
- NOBEL, F.A., ANDRIESEN, P.A.M., HEBEDA, E.H., PRIEM, H.N.A. y RONDEEL, H.E. (1981): Isotopic dating of the post-alpine neogene volcanism in the Betic Cordilleras, Southern Spain. *Geol. Mijnbouw*, 60: 209-214.
- PIERRE, C., ROUCHY, J.M., SERVANT-VILDARY, S. y FOUCAULT, A. (1989): The Las Minas de Hellín Formation (south Spain): stable isotopes, mineralogy and diatoms of an hypersaline transitional lacustrine-marine sedimentary sequence. *EUG V, Strasbourg, Abstracts*, p. 219.

# Introducción a las evaporitas de la Cuenca de Lorca

Federico Ortí

Departamento de Geoquímica, Petrología y Prospección Geológica, Univ. de Barcelona

En el Neógeno superior de las Cordilleras Béticas se intercalan dos horizontes principales de formaciones evaporíticas marinas. El más antiguo de ellos corresponde al Tortoniense, y se encuentra sólo pobremente representado en determinadas cuencas (Yesos de Pira, en Palma de Mallorca; etc.). El más moderno corresponde propiamente al Messiniense, siendo un horizonte multiepisódico y estando desarrollado ampliamente en el conjunto del dominio bético (cuencas de Granada, Sorbas, Níjar, Lorca, Fortuna, San Miguel de Salinas, Palma de Mallorca, etc.). La fig. 1 resume los eventos sedimentarios principales ocurridos en el dominio

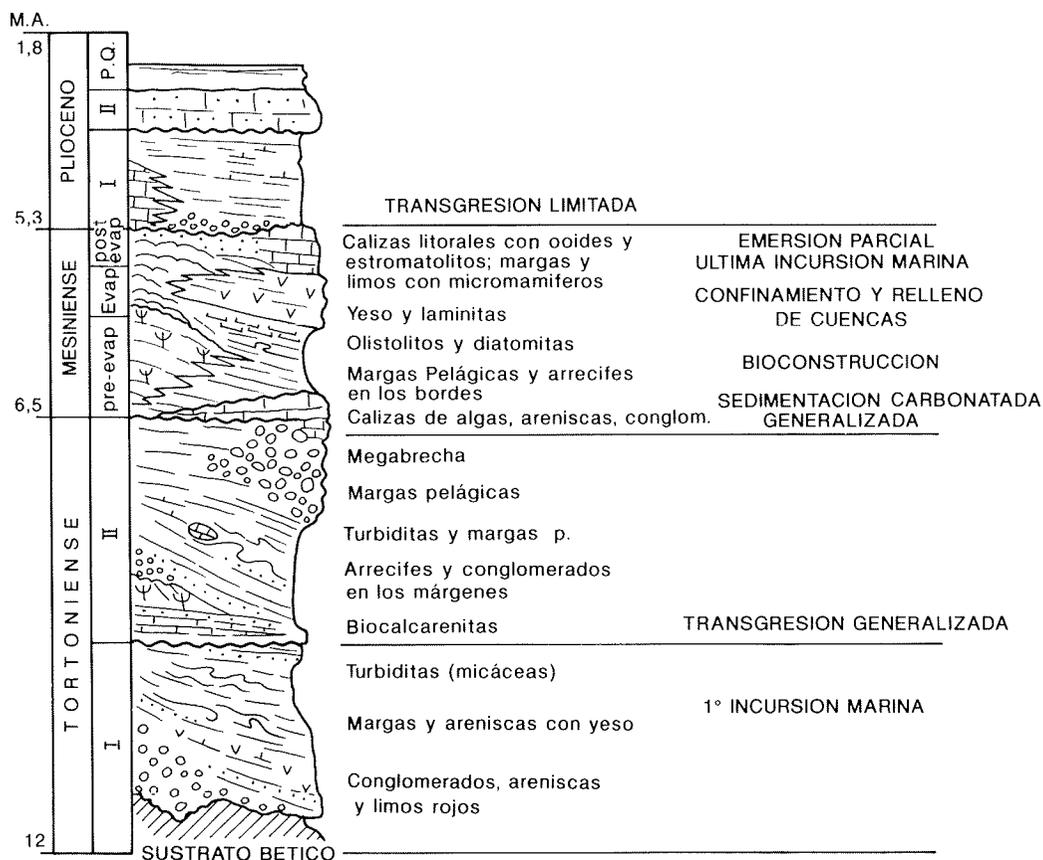
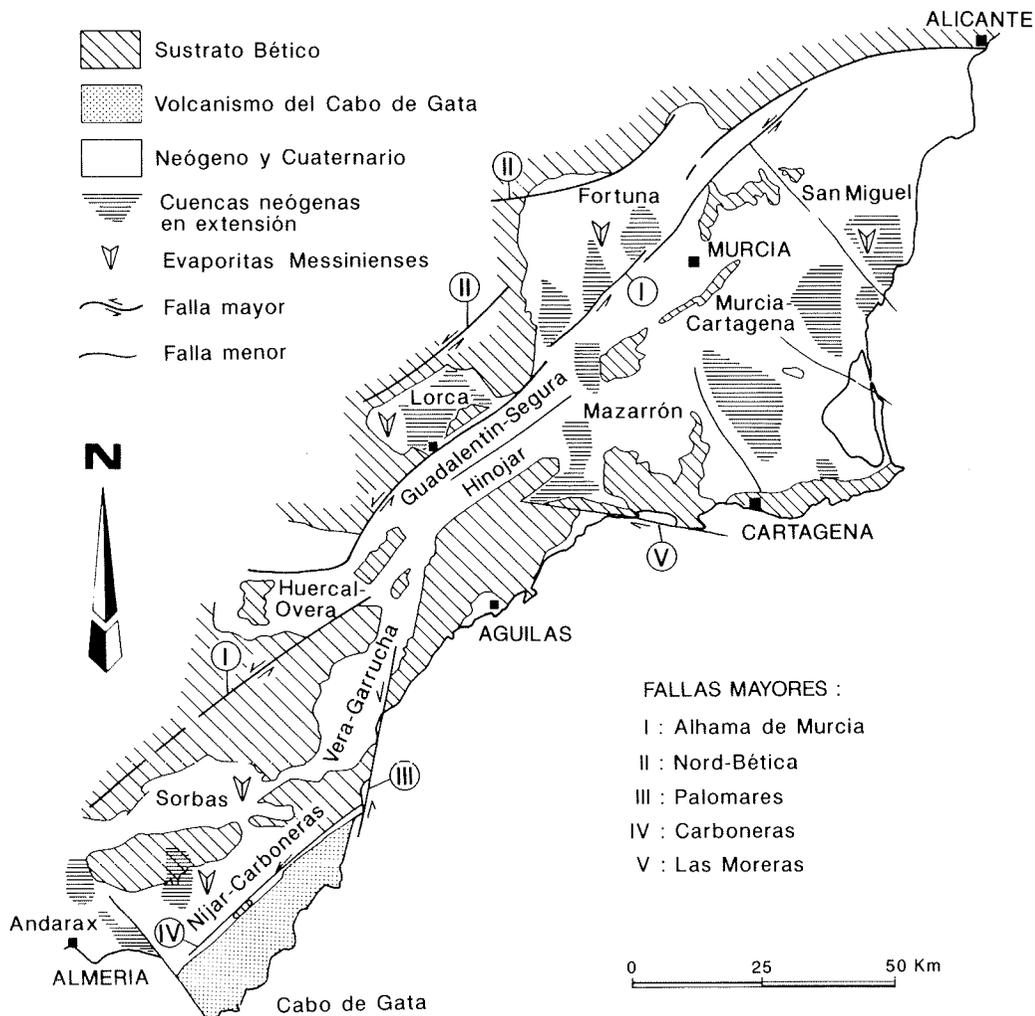


Figura 1: Cronología de los principales eventos sedimentarios del Neógeno superior (Mioceno superior y Plioceno) de las Cordilleras Béticas (simplificado de MONTENAT *et al.*, 1987, fig. 2).



**Figura 2:** Distribución de cuencas neógenas en las Cordilleras Béticas, con indicación del desarrollo de formaciones evaporíticas marinas (simplificado de MONTENAT *et al.*, 1987, fig. 1).

referido, y la fig. 2 muestra la distribución general de las cuencas neógenas con evaporitas marinas.

Un estudio comprensivo del Neógeno de la cuenca de Lorca se debe a GEEL (1978), cuya cartografía y estratigrafía general nos sirve de referencia (fig. 3). El Messiniense de esta cuenca ofrece un interés múltiple respecto de los correspondientes depósitos evaporíticos de otras cuencas béticas: a) contiene un depósito halítico de considerable potencia puntual; b) la serie yesífera muestra facies laminadas, radicalmente diferentes de las típicas marinas messinienses; c) la serie preevaporítica presenta (o presentó en el pasado) interés económico por las pizarras bituminosas y por la minería del azufre.

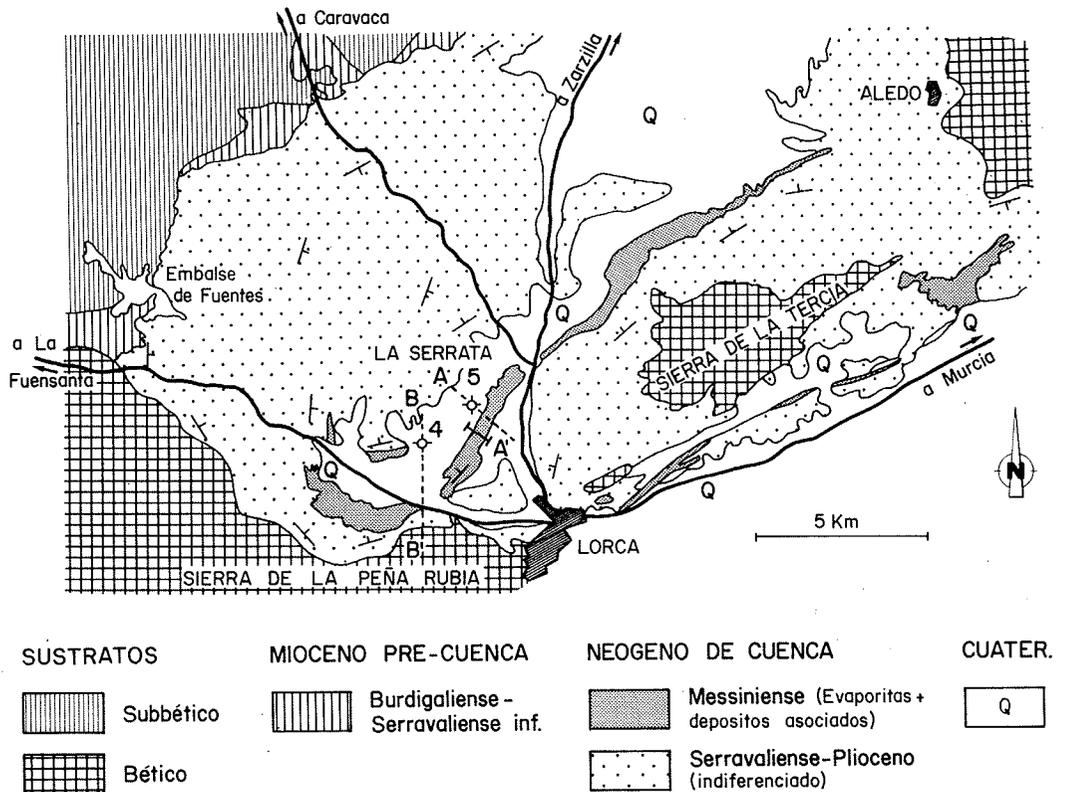


Figura 3: Mapa geológico de la cuenca de Lorca (adaptado de GEEL, 1976-78, fig. 1).

La estructura de los depósitos neógenos marca un amplio sinclinal, de eje aproximadamente SW-NE, con el flanco SE buzando  $25^{\circ}$ - $30^{\circ}$ , y estando apoyado contra la Sierra de la Tercia (bloque del basamento bético). En la mitad SE de la cuenca las evaporitas parecen bien desarrolladas, a ambos lados de la referida sierra, pero se pierden (o al menos no afloran) hacia la mitad NW de la cuenca.

Las típicas margas azules marinas del Tortoniense sup.-Messiniense (Fm. Hondo), inferiores a las evaporitas, se desarrollan en la depresión morfológica al N de Lorca, encajada entre la Sierra de la Tercia y La Serrata. Entre los yesos y dichas margas marinas se intercala a lo largo de La Serrata un término laminado de litología variada (Serrata Varied Mb., de GEEL, 1976-78), que representa propiamente las facies preevaporíticas. Algunas de sus litologías características son: laminitas apergamínadas (*paper-shale*), tanto silíceas como margosas; carbonatos laminados (en ocasiones de aspecto estromatolítico), con impregnaciones de azufre en determinadas capas; sílex bandeado, de reemplazamiento ya sea de las *paper-shale* o de los carbonatos; diatomitas, tanto en capas friables como endurecidas, en relación con las laminitas antes citadas; escasas capas de yesos; nódulos de azufre diseminados entre las arcillas o los yesos; niveles de pizarras bituminosas (conocidos principalmente por los trabajos anti-

guos de minería del azufre, así como por recientes estudios del IGME, y de las cuales son visibles sus fragmentos en las escombreras de los pozos); arcillas y areniscas; etc.

Un aspecto de gran interés para el presente artículo introductorio es la reciente localización mediante sondeos de un depósito halítico al W de La Serrata (IGME, 1982). De las numerosas perforaciones realizadas con fines a la exploración de pizarras bituminosas, cortaron sal los sondeos 4 y 5. Las series estratigráficas resumidas de los mismos son las siguientes:

*Sondeo 4:*

0-40 m: formación detrítica superior.

40-63 m: yesos y arcillas.

63-298 m: halita (con cantidades menores de anhidrita y arcillas).

298-300,25 m: limolitas y margas.

*Sondeo 5:*

0-44 m: arcillas, limos y niveles de areniscas.

44-112 m: alternancia de yesos y limolutitas.

112-161 m: halita con intercalaciones de anhidrita y limolutitas.

161-206: limolutitas.

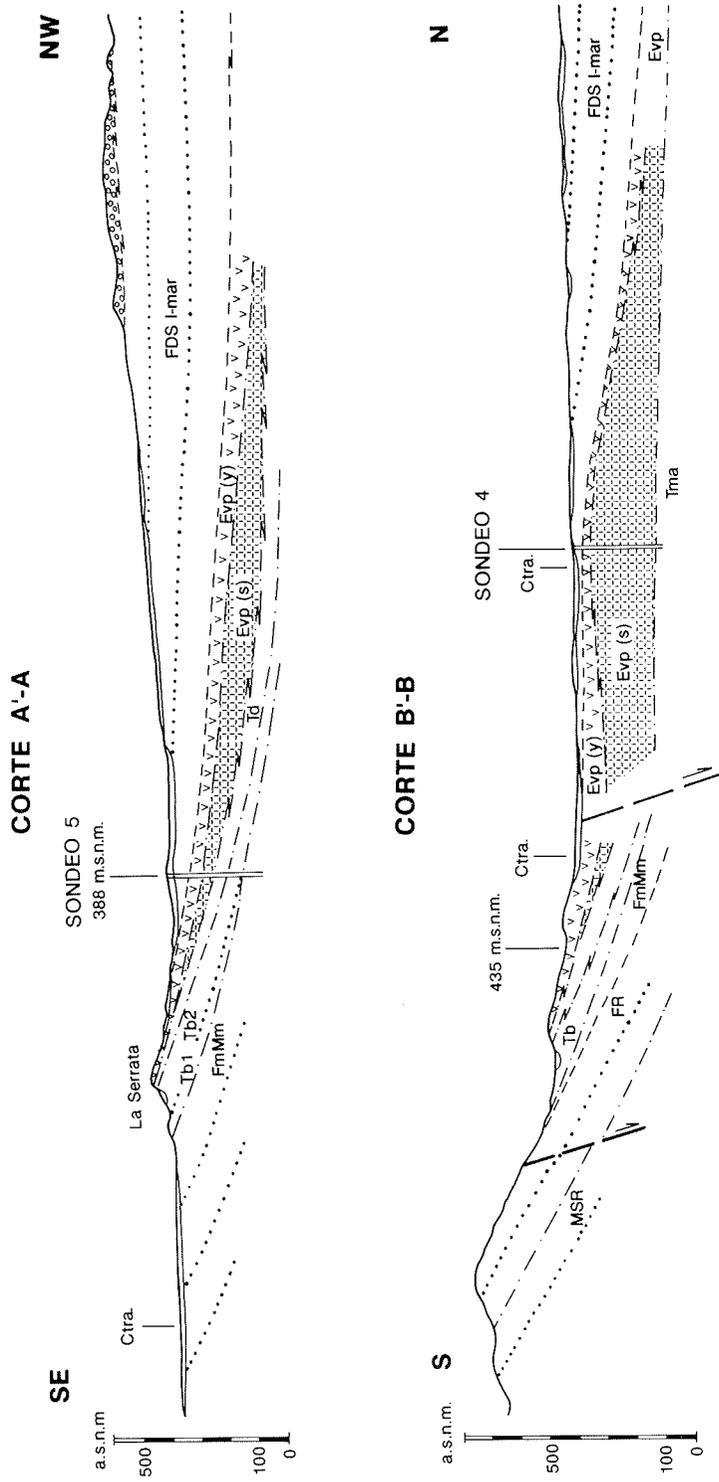
206-258 m: limolutitas laminadas (serie bituminosa).

258-301: alternancia de margocalizas y limolutitas.

De los cortes geológicos ofrecidos por el referido estudio, la fig. 4 sintetiza lo esencial de los cortes A-A', que pasa por el sondeo 5, y B-B', que pasa por el sondeo 4. La posición aproximada de estos sondeos y cortes la hemos indicado sobre la cartografía de GEEL (1976-78) (fig. 3). La sal presenta litofacies bandeadas, con crecimientos primarios de cristales, así como facies de crecimiento intersticial desplazante, de diagénesis muy temprana. Un estudio geoquímico de esta sal y de los sulfatos acompañantes se presenta en el artículo de GARCÍA VEIGAS *et al.* (presente volumen).

El hecho de que tanto la halita como los sulfatos muestren facies muy someras indica que durante la sedimentación evaporítica la cuenca de Lorca estuvo prácticamente desecada. Sin embargo, las relaciones sedimentológicas entre los sulfatos y los cloruros no están aún bien conocidas. Los sulfatos aflorantes lógicamente se corresponden con los cortados por los sondeos, que son suprayacentes a la sal, debiéndose puntualizar la práctica ausencia de sulfato cálcico por debajo de los cloruros.

Todo el miembro Yesos de La Serrata hace contacto sensiblemente mecanizado con el término laminado infrayacente, y ello puede estar en relación con disolución del horizonte halítico, además de fenómenos generalizados de deslizamiento («slumping») en la cuenca. Los abundantes vestigios de cristalización de halita intersticial en la mitad superior de la serie sulfatada (ver figura correspondiente, en ORTÍ y ROSELL, presente volumen, parada n.º 13, Exc. III), no parecen tener un equivalente halítico en profundidad, según los datos de sondeo.



**Figura 4:** Cortes geológicos a través de La Serrata de Lorca, con indicación de las unidades litostratigráficas de subsuelo, según datos de sondeo. La posición de los cortes, así como de los sondeos 4 y 5, se localiza sobre la fig. 3. El segmento marcado inmediatamente al SW del corte AA' indica la posición de la columna estratigráfica ofrecida en la Parada 13 de la Excursión III del presente volumen (adaptado y simplificado de IGME, 1982).

## **Bibliografía**

GEEL, T. (1976-78): Messinian gypsiferous deposits of the Lorca basin (province of Murcia, SE, Spain). *Mem. Soc. Geol. Italiana*, 26: 369-385.

IGME (1982): Ampliación de la investigación de pizarras bituminosas en la zona de Lorca (Murcia) (Fase II). Inscripciones n. Lorca 134 (Murcia) y Lorca Bis 155 (Murcia). *IGME*, Madrid, 116 p.

MONTENAT, Ch., OTT D'ESTEVOU, Ph., DE LAROUZIÈRE, D. et BEDU, P. (1987): Originalité géodynamique des bassins néogènes du domaine Bétique oriental (Espagne). *Notes et Memoires*, 21: 11-50. TOTAL, Compagnie Française des Pétroles.

# **Aportaciones geoquímicas al conocimiento de las evaporitas messinienses: cuencas de Palma (Mallorca), San Miguel de Salinas (Alicante) y Lorca (Murcia)\***

**Fco. Javier García Veigas, Laura Rosell, Rosa Utrilla y Federico Ortí**

Departamento de Geoquímica, Petrología y Prospección Geológica; Universidad de Barcelona

## **Introducción**

En las últimas décadas se ha abierto un interesante campo de investigación en la búsqueda de indicadores geoquímicos que aporten información sobre la génesis de depósitos evaporíticos.

El elemento que se ha revelado como más eficaz ha sido el bromo para los minerales clorurados, y especialmente para la halita, dada su mayor abundancia. El bromo sustituye al cloro en solución sólida en los cloruros evaporíticos y su coeficiente de reparto depende esencialmente (en el caso de la halita) de la concentración de la salmuera. El contenido en bromo de la halita permite reconocer su origen continental o marino. Por otra parte, la variación del contenido de este elemento en una sucesión (perfil de bromo) estará condicionada por la evolución de la salmuera durante el intervalo de tiempo que registra el episodio evaporítico, indicando tendencias de concentración progresiva o de dilución por intervención de nuevos aportes.

Otro elemento al que se ha dedicado gran atención ha sido al estroncio en los minerales sulfatados. Sin embargo, hasta el momento no ha podido ser utilizado de manera comparable al bromo en la halita. El coeficiente de reparto del estroncio con respecto al calcio en el yeso depende de varios factores: decrece con el aumento de la temperatura, pero aumenta con la velocidad de crecimiento cristalino y con la concentración de la salmuera, siendo probablemente este último el factor más importante (KUSHNIR, 1980).

Los valores de la composición isotópica  $\delta^{34}\text{S}$  y  $\delta^{18}\text{O}$  de los sulfatos evaporíticos permiten caracterizar el origen marino o continental de las salmueras (mineralizantes), así como poner de manifiesto los procesos de reciclaje de unas formaciones evaporíticas en otras posteriores (CLAYPOOL *et al.*, 1980).

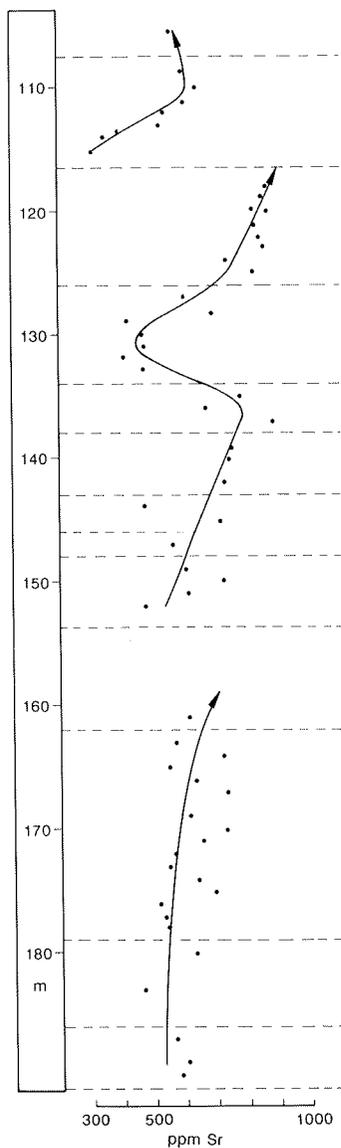
## **Contenidos en Sr de los sulfatos del Llano de Palma (Mallorca)**

Se han analizado un total de 59 muestras correspondientes a yesos seleníticos messinienses del sondeo del Llano de Palma (n.º 27) de la J.O.H.-S.G.O.P.U. de Baleares. Estos yesos son el equivalente lateral del

\* Trabajo realizado en el marco de los Proyectos CAICYT n.º 2153-83-B y CICYT n.º PB86-0049.

«Complejo Carbonatado Terminal» (POMAR *et al.*, 1983) y han sido denominados «Yesos de Sant Jordi» por BARÓN y GONZÁLEZ (1985). Estos últimos autores atribuyen unos 90 m de potencia a esta unidad evaporítica, la cual nunca llega a aflorar. Las muestras analizadas se han tomado a intervalos de un metro aproximadamente.

Los contenidos en estroncio para esta serie (fig. 1) muestran una considerable homogeneidad de valores, entre 300 y 1000 ppm, con un valor promedio de 615 ppm de Sr. La tendencia general muestra un ligero enriquecimiento en este elemento, con pequeñas oscilaciones, y una reducción en los últimos metros de la serie.



**Figura 1:** Perfil de estroncio obtenido para las muestras de yeso selenítico del Messiniense de Mallorca (sondeo de Llano de Palma n.º 27).

### **Contenidos en Sr de los sulfatos de San Miguel de Salinas (cuenca de Murcia-Alicante)**

Se han analizado un total de 87 muestras de yeso messiniense pertenecientes a la serie del barranco del km 16 en la carretera local de S. Miguel a Orihuela (fig. 2), representativas de las cuatro capas yesíferas aflorantes (ORTÍ y SHEARMAN, 1977). Todas las muestras corresponden a yeso selenítico primario. También se han analizado 11 muestras de yeso secundario nodular correspondientes a la capa n.º 4, con el fin de conocer el comportamiento de este elemento en la transformación diagenética producida (yeso-anhidrita-yeso).

En la figura 2 se muestra el perfil de estroncio obtenido para las muestras estudiadas, así como su situación en la serie. La capa basal, más potente, muestra contenidos relativamente bajos, entre 400 y 600 ppm, con un valor promedio de 503 ppm de Sr. En esta capa el muestreo se realizó sistemáticamente (cada 15-20 cm). En las capas n.º 2 y n.º 3 los valores aumentan considerablemente, oscilando entre 500 y 1500 ppm, con valores promedio de 912 y 958 ppm de Sr respectivamente. Por último la capa n.º 4 muestra nuevamente un ligero descenso en la concentración de este elemento, entre 500 y 1000 ppm, promediando 780 ppm de Sr.

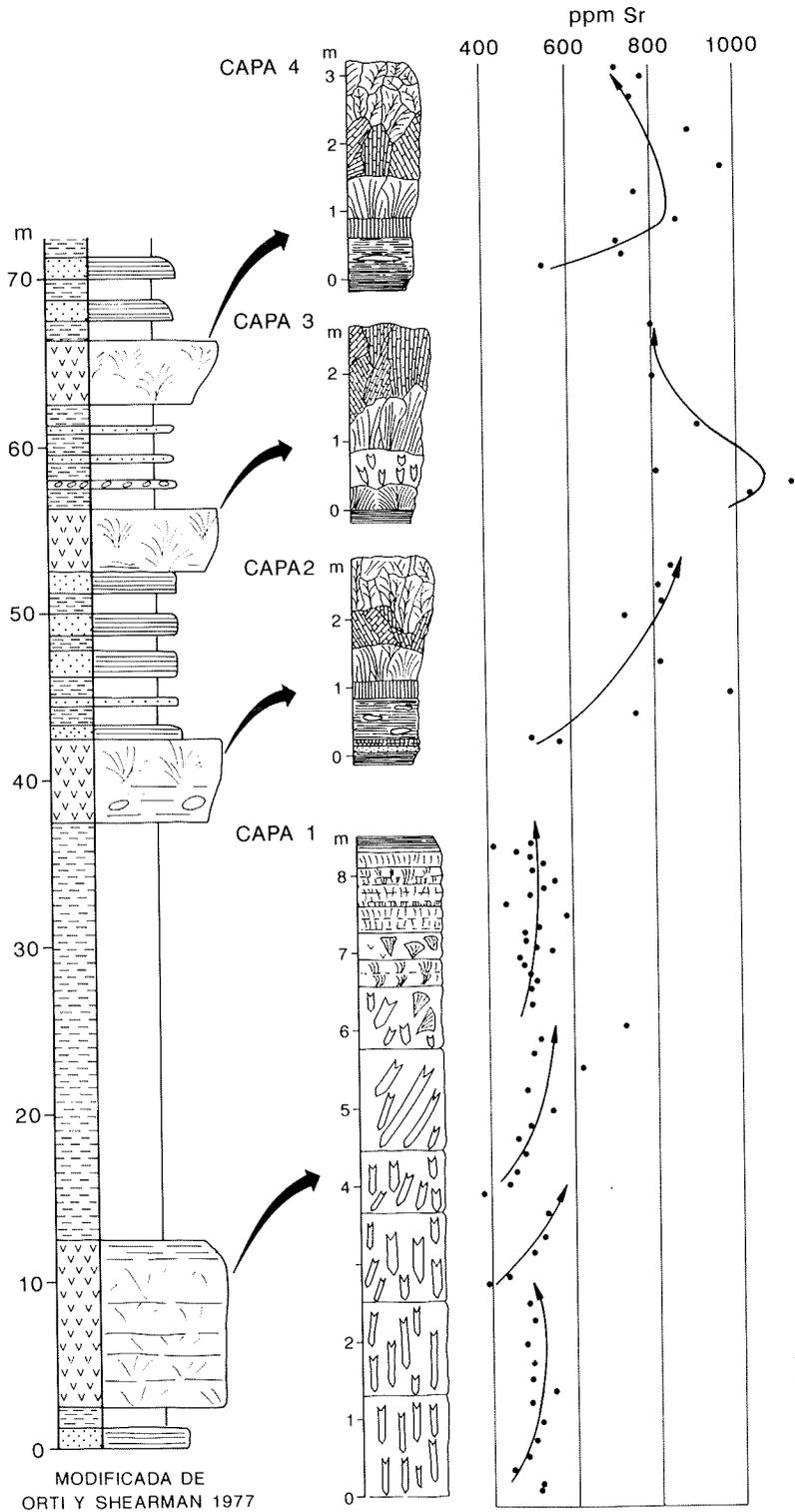
Por su parte los valores obtenidos para las muestras de yeso secundario (variedades megacrística y alabastrina) de la capa n.º 4, en una localidad diferente a la del barranco del km 16 (ORTÍ y SHEARMAN, 1977, fig. 34) representan contenidos considerablemente empobrecidos con respecto a sus precursores primarios (seleníticos). Los contenidos oscilan entre 200 y 500 ppm, con un valor promedio de 330 ppm de Sr. Este hecho apunta hacia una pérdida de estroncio en las transformaciones diagenéticas ocurridas durante el ciclo del sulfato cálcico ya evidenciada por los autores en trabajos anteriores (ORTÍ *et al.* 1988).

### **Contenidos en Br de la halita de la cuenca de Lorca (Murcia)**

Se han analizado 32 muestras pertenecientes al sondeo S-4 (ver ORTÍ, presente volumen) realizado por el IGME (IGME, 1982). Los más de 200 m de sal cortada por el sondeo se localizan en el sector central de la cuenca de Lorca, siendo su equivalente lateral y vertical el paquete yesífero aflorante conocido como «Mb. Yesos de La Serrata» (GEEL, 1976-78).

La sal estudiada presenta fundamentalmente texturas de tipo «hopper» con zonación de crecimiento marcada por el bandeado de inclusiones fluidas, poniendo de manifiesto variaciones, probablemente diarias, en la tasa de crecimiento cristalino. Son también frecuentes los cristales de tipo desplazante intrasedimentario («pagoda») con zonación de crecimiento muy marcada por insolubles.

Hemos realizado un estudio mineralógico por DRX con el fin de obtener información sobre las paragénesis representadas. La halita está siempre acompañada de anhidrita, si bien el yeso está presente en varias de las muestras. Como carbonatos se reconoce principalmente magnesita, aunque también están presentes calcita y dolomita en algunas muestras.



**Figura 2:** Perfil de estroncio obtenido para las capas de yeso selenítico del Messiniense de San Miguel de Salinas (columna adaptada de ORTI y SHEARMAN, 1977, figs. 2, 28 y 38).

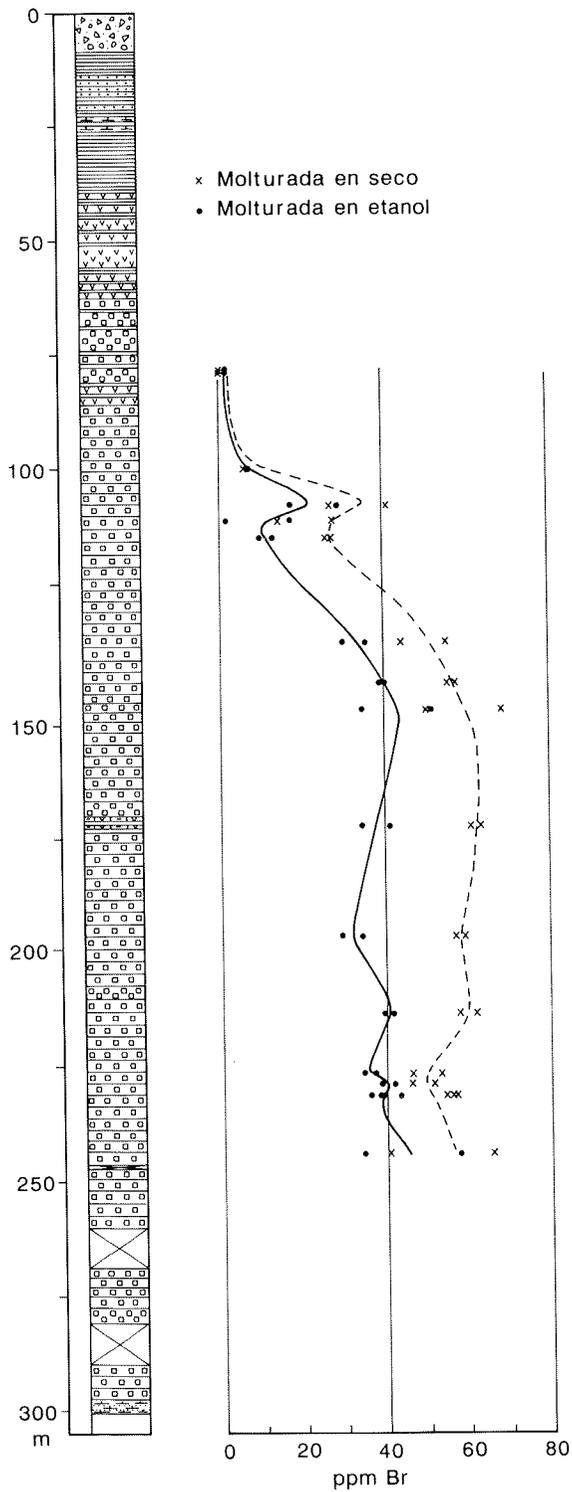
La presencia de polihalita en el tramo basal (225-250 m) del sondeo puede indicar una transformación sindeposicional de la anhidrita en el fondo de una cuenca (poco profunda) con salmueras estratificadas y muy concentradas, o un reemplazamiento diagenético muy temprano del sulfato cálcico debido a la presencia de salmueras atrapadas muy concentradas en Mg y K. Hemos podido reconocer por microscopía electrónica (SEM) mecanismos de reemplazamiento progresivo de anhidrita por polihalita.

Por lo que respecta al bromo, como la concentración de este elemento en la salmuera es muy superior a la que puede admitir la red cristalina de la halita, hemos intentado eliminar la salmuera confinada en los cristales en forma intersticial y en forma de inclusiones fluidas. Para ello, tres alícuotas de cada muestra se molturaron, la primera en seco de forma convencional, la segunda lavando los fragmentos de sal de tamaño milimétrico con etanol antes de molturarlos, y la tercera lavando y molturando la sal en etanol. Los valores promedios para las muestras de cada nivel se presentan en la Tabla 1. Se pone claramente de manifiesto una reducción en el contenido en bromo por efecto del lixiviado de las salmueras intersticiales (columna B) y por el lixiviado de las inclusiones fluidas (columna C). En la fig. 3 se ha representado el perfil de bromo para estas dos últimas alícuotas. Las dos curvas representadas ponen de manifiesto una reducción considerable del contenido en Br para las muestras molturadas en alcohol, que no disuelve la sal pero elimina los fluidos presentes en las inclusiones. La tendencia general de las dos curvas se mantiene paralela.

En líneas generales se observa un perfil decreciente. Los valores correspondientes a los dos tercios inferiores de la serie oscilan entre 33 y 57 ppm; las concentraciones decaen luego bruscamente hasta valores por debajo del límite de detección (establecido en 13.4 ppm), ascendiendo ligeramente a techo de la secuencia para finalmente caer nuevamente por debajo del límite de detección. Cabe destacar que los valores obtenidos son relativamente bajos, considerando que el valor teórico para la primera sal (halita) precipitada a partir de aguas marinas debería mostrar contenidos en bromo del orden de 65-75 ppm, según antiguos datos bibliográficos (BRAITSCHE and HERRMANN, 1963; HOLSER, 1966; BRAITSCHE, 1971; etc.). Por otro lado, es cuestionable este valor ya que no se conoce en la mayoría de los trabajos qué tipo de preparación previa de muestras se ha realizado antes del análisis. Como se pone de manifiesto en nuestros resultados, es indispensable la eliminación de las salmueras retenidas para poder conocer cuál es la cantidad de bromo que realmente pertenece a la fase mineral.

### **Isotopía de los sulfatos de las cuencas messinienses estudiadas**

Se ha determinado la composición isotópica en  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^{34}\text{S}$  en cuatro muestras de selenitas del sondeo n.º 27 del Llano de Palma, otras cuatro en sulfatos extraídos de los testigos del sondeo n.º 4 de Lorca, y en dos muestras de yeso del Mioceno superior de Campo Coy (Caravaca) (ver



**Figura 3:** Perfiles de bromo obtenidos para las muestras salinas del Messiniense de la cuenca de Lorca, (sondeo S-4, IGME 1982). La línea discontinua corresponde a la tendencia presentada por las muestras sin eliminar las salmueras retenidas en inclusiones fluidas, la línea continua presenta la tendencia para las mismas muestras lixiviando los fluidos presentes en forma de inclusiones.

**Tabla 1:** Contenidos promedio en bromo para la sal de Lorca (sondeo n.º 4)

N.º Caja	Profundidad	Contenidos en bromo (ppm)		
		A	B	C
24	78 m	—	—	—
11	102 m	—	—	—
36	108 m	62	33	22
37	111 m	38	20	—
38		33	26	—
9	139 m	71	48	32
46		64	55	38
48	147 m	86	59	41
15	159 m	126		
57	182 m	94	61	37
62	193 m	108	57	31
68	212 m		59	40
72	226 m	51	49	35
73	227 m	62	48	39
74	229 m	63	50	38
79	244 m	42	53	45

A/ Alicuota cuarteada y molidura en seco: contenido global de la muestra.

B/ Alicuota cuarteada en etanol y molidura en seco: contenido en bromo eliminando la fracción presente en las salmueras intersticiales.

C/ Alicuota cuarteada y molidura en etanol: contenido en bromo eliminando la fracción presente en las salmueras intersticiales y en las inclusiones fluidas.

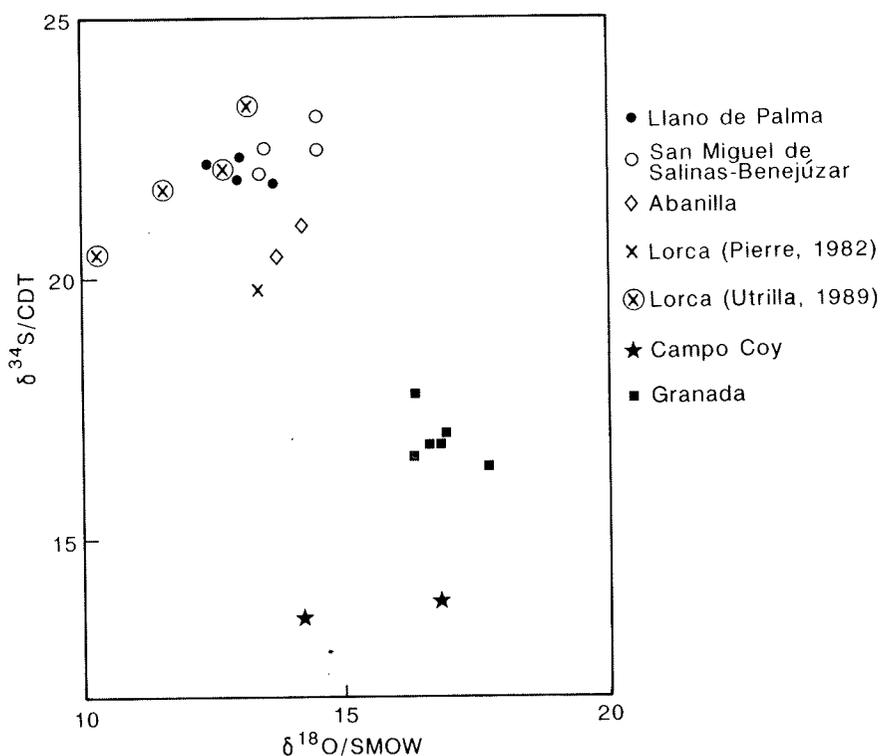
(—: valores por debajo del límite de detección establecido: 13.4 ppm Br.)

**Tabla 2:** Composiciones isotópicas de muestras de sulfatos messinienses españoles

Localidad	Muestra	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{34}\text{S}$
LL. Palma (1)	LL.P-105.9	13.6	21.7
	LL.P-148	13.0	22.3
	LL.P-160.2	12.4	22.3
	LL.P-185	13.0	19.4
S. Miguel (2)	SM-1	13.5	22.5
	SM	14.5	22.4
Benejúzar (2)	Be-1	13.4	22.0
	Be-2	14.5	23.1
Abanilla (2)	Ab-6	13.7	20.4
	Ab-9	14.2	21.0
Lorca (2)	Lo-17	13.4	19.8
Lorca (1)	30bt	11.6	21.7
	7-3	12.7	22.1
	13.2	13.2	23.3
	36.2	10.3	20.4
Campo Coy (1)	10193	16.8	13.8
	CC-1	14.2	13.5
Granada (2)	Ca-6	16.3	17.8
	Ca-8.2	16.8	15.8
	Ca-8	16.3	16.6
	Ca-8.1	16.9	17.0
	LM-1	17.7	16.4
	LM-200	16.6	16.8

(1) UTRILLA, R. (1989)

(2) PIERRE, C. (1982)



**Figura 4:** Composición isotópica ( $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^{34}\text{S}$ ) en muestras de yeso selenífero de diferentes cuencas messinienses del dominio bético (PIERRE [1982] y UTRILLA [1989]). Valores característicamente marinos a excepción de los registrados en las cuencas de Campo Coy y Granada.

SALVANY y ORTÍ, presente volumen, Parada 12, Exc. III). Los resultados se presentan en la Tabla 2 y se acompañan de otros datos isotópicos obtenidos para las cuencas messinienses vecinas de San Miguel de Salinas y Benejúzar (Alicante), Abanilla (Murcia) y Granada (PIERRE, 1982).

Los análisis muestran una considerable homogeneidad de resultados, con excepción de los valores isotópicos obtenidos en las muestras de Campo Coy y Granada (fig. 4).

Estos datos ponen de manifiesto el origen marino de las salmueras a partir de las cuales precipitaron, en diferentes cuencas, las series evaporíticas messinienses. Un caso excepcional lo constituyen los sulfatos de Campo Coy y de la cuenca de Granada, donde los valores isotópicos indican un reciclaje de evaporitas triásicas, posiblemente asociadas a un evento regresivo finmessiniense.

La intervención de aguas meteóricas en la parte superior de las series messinienses se puso de manifiesto en los datos obtenidos por PIERRE (1982) para las aguas de composición del yeso, que reflejan un claro aporte de aguas diluidas.

## Conclusiones

Los perfiles de Sr obtenidos para las evaporitas del Llano de Palma (Mallorca) y San Miguel de Salinas (cuenca de Murcia-Alicante) presentan comportamientos similares. Se observan secuencias crecientes con un enriquecimiento progresivo en la concentración de estroncio, para decaer en los últimos intervalos de cada serie.

Establecer criterios de correlación en base a los perfiles de estroncio es posible pero delicado. En este sentido, debemos remarcar importantes diferencias de tipo sedimentológico-estratigráfico entre ambas unidades. Los yesos del Llano de Palma constituyen una capa prácticamente única mientras que en San Miguel los cuerpos yesíferos se intercalan entre unidades lutíticas potentes. Por otro lado, debe tenerse en cuenta la existencia de otras tres unidades yesíferas por encima de las aquí consideradas en el área de San Miguel de Salinas (ORTÍ y SHEARMAN, 1977) de las que no conocemos todavía los perfiles de estroncio. De cualquier manera, y en base a estos datos, podemos deducir para ambas cuencas, el desarrollo de episodios evaporíticos de progresiva concentración que acaban con una aparente dilución de los mismos, independientemente de si ambos eventos son o no isócronos en el tiempo.

En el caso de la sal de Lorca se observa claramente una importante reducción en la concentración de bromo para la halita de la parte superior de la serie. Los bajos contenidos en Br de este tramo podrían indicar el aporte de aguas meteóricas a la cuenca evaporítica hacia el final del episodio de precipitación clorurada. Esto implicaría una redisolución de parte de los tramos superiores de la sucesión y un empobrecimiento acusado en Br para las nuevas sales precipitadas. Un mecanismo similar ha sido sugerido por DECIMA (1976) para explicar los bajos contenidos en Br registrados en el techo de la serie salina del Messiniense de Sicilia.

Los resultados obtenidos para diferentes alicuotas de cada muestra indican claramente la necesidad de eliminar las salmueras retenidas, tanto en forma intersticial como en inclusiones fluidas, para poder interpretar correctamente las tendencias y compararlas con los datos experimentales de evaporación de agua marina.

En el caso de Lorca, y como se ha visto en el artículo precedente (ORTÍ, presente volumen), una serie yesífera de unos 40 m de potencia sigue a la serie halítica. Los datos isotópicos apuntan hacia un origen netamente marino para los sulfatos messinienses de Lorca, al igual que para las cuencas de San Miguel, Mallorca y Fortuna. Por otro lado, las composiciones isotópicas de los carbonatos y de las aguas de cristalización de los yesos de Lorca (PIERRE, 1982) ponen de manifiesto la intervención de aguas continentales (superficiales o subterráneas) que se van haciendo más frecuentes hacia el final de la deposición messiniense.

Los datos presentados, aunque reflejan sólo una investigación preliminar, muestran el interés del conjunto de estos indicadores geoquímicos para la interpretación adecuada de las secuencias.

## Agradecimientos

Los autores agradecen a D. Alfredo Barón (J.O.H.-S.G.O.P.U. de Baleares) las facilidades para muestrear el sondeo 27 del Llano de Palma, así como al IGME, y en particular a D. RICARDO ARTEAGA por la autorización para muestrear los sondeos pertenecientes a la Fase II de la investigación de pizarras bituminosas del área de Lorca. Agradecemos al Servicio de Espectroscopía de la Univ. de Barcelona la realización de los análisis de bromo por fluorescencia de Rayos X, así como al *Laboratoire de Géologie Dynamique* de la Universidad de Paris VI, donde se han realizado los análisis isotópicos de sulfatos, y en particular a la Dra. C. Pierre.

## Bibliografía

- BARÓN, A.; GONZÁLEZ, C. (1985): Correlation and geometry of the Messinian facies on the oriental edge of the plain of Palma (Island of Mallorca). *6th European Regional Meeting of Sedimentology, Lérida*, Abstracts book: 508-511.
- BRAITSCH, O. (1971): *Salt deposits. Their origin and composition*. Springer Verlag, 279 p.
- BRAITSCH, O.; HERRMANN, A.G. (1963): Zur Geochemie des Broms in salinaren Sedimenten. Teil I: Experimentelle Bestimmung der Br-Verteilung in verschieden natürlichen Salzsystemen. *Geochim. et Cosmoch. Acta*, 27: 361.
- CLAYPOOL, G.E.; HOLSER, W.T.; KAPLAN, I.R.; SAKAI, H.; ZAK, I. (1980): The age of sulfur and oxygen isotopes in marine sulfate and their mutual interpretation. *Chem. Geol.*, 28: 199-260.
- DECIMA, A. (1976): Initial data on bromine distribution in the Miocene salt formation of southern Sicily. *Mem. Soc. Geol. It.*, 16: 39-43.
- GEEL, T. (1976): Messinian gypsiferous deposits of Lorca Basin (province of Murcia, SE Spain). *Mem. Soc. Geol. It.*, 16: 369-385.
- HOLSER, W.T. (1966): Bromide geochemistry of salt rocks. IN: J.L. Rau (ed.) *Proc. Second Symposium on Salt. Cleveland, Northern Ohio Geological Society*, 248 p.
- KUSHNIR, J. (1980): The coprecipitation of strontium, magnesium, sodium, potassium and chloride ions with gypsum. An experimental study. *Geochimica et Cosmochimica Acta.*, 44: 1.471-1.482.
- ORTÍ, F.; SHEARMAN, D.J. (1977): Estructuras y fábricas deposicionales en las evaporitas del Mioceno superior (Messiniense) de San Miguel de Salinas (Alicante, España). *Rev. Ins. Inv. Geol. Dip. Prov. Barcelona*, 32: 5-53.
- ORTÍ, F.; PUEYO, J.J.; INGLÉS, M.; ROSELL, L.; PIERRE, C.; UTRILLA, R. (1987): Estudio sedimentológico, geoquímico e isotópico de las formaciones evaporíticas peninsulares. El reciclaje de las evaporitas marinas mesozoicas, eocenas y messinienses en las terciarias continentales. *Memoria final del proyecto CAICYT 2153-83-13*.
- ORTÍ, F.; ROSELL, L.; SALVANY, J.M.; PUEYO, J.J.; UTRILLA, R.; INGLÉS, M.; GARCÍA VEIGAS, J. (1988): Contenido en estroncio de los sulfatos cálcicos evaporíticos. Su utilización como indicador deposicional y diagenético. *II Congr. Geol. de España, Granada 1988*. Comunicaciones, Vol. 1: 417-420.
- PIERRE, C. (1982): *Teneurs en isotopes stables ( $\delta^{18}O$ ,  $\delta^2H$ ,  $\delta^{34}S$ ) et conditions de genèse des évaporites marines: application à quelques milieux actuels et au Messinian de la Méditerranée*. Thèse de doctorat d'Etat, Univ. Paris-Sud, Centre Orsay, 222p.
- POMAR, L.; MARZO, M.; BARÓN (1983): El Terciario de Mallorca. *Libro Guía de Excursiones del X Congr. Nac. de Sedimentología, Menorca*.
- UTRILLA, R. (1989): *Les composicions isotòpiques ( $\delta^{18}O$ ,  $\delta^{34}S$ ) del sulfat, com a indicadors de l'origen de les evaporites del Mesozoic i del Cenozoic de la Península Ibèrica i les Illes Balears*. Tesis Doctoral, Facultad de Geología, Universitat de Barcelona, 276 p.

# Introducción a la estratigrafía de las evaporitas messinienses de la Cuenca de Fortuna (Murcia)

Carlos Santisteban

Departamento de Geología, Univ. Valencia

Las evaporitas de la Cuenca de Fortuna tienen un espesor máximo de 860 metros. Su edad es Messiniense y están emplazadas en la parte central de la cuenca. Ocupan la depresión existente entre los taludes de las plataformas tortonienses. Estratigráficamente están dispuestas solapando, de forma expansiva, las pendientes de los taludes frontales de los sistemas deltaicos y arrecifales tortonienses (SANTISTEBAN, 1981).

Las evaporitas de la Cuenca de Fortuna presentan características similares al resto de las evaporitas de las Cuenas Béticas, las cuales son consideradas en su conjunto, presentan ciertas diferencias con respecto a la sucesión estratigráfica de las descritas en Sicilia.

Una de las características de las evaporitas messinienses es la presencia de secuencias que se repiten de una forma rítmica. El significado de estas secuencias es el de una tendencia hacia la concentración salina, someridad y desecación de la cuenca. En la Cuenca de Fortuna pueden diferenciarse varias unidades mayores que individualizan grupos de ciclos con el mismo significado paleoambiental. Los ciclos que componen cada grupo terminan generalmente en un nivel evaporítico bien de sulfato de calcio, bien de halita. Los grupos están limitados en su techo por una superficie erosiva de carácter regional, que implica un período prolongado de emersión (SANTISTEBAN y TABERNER, 1983).

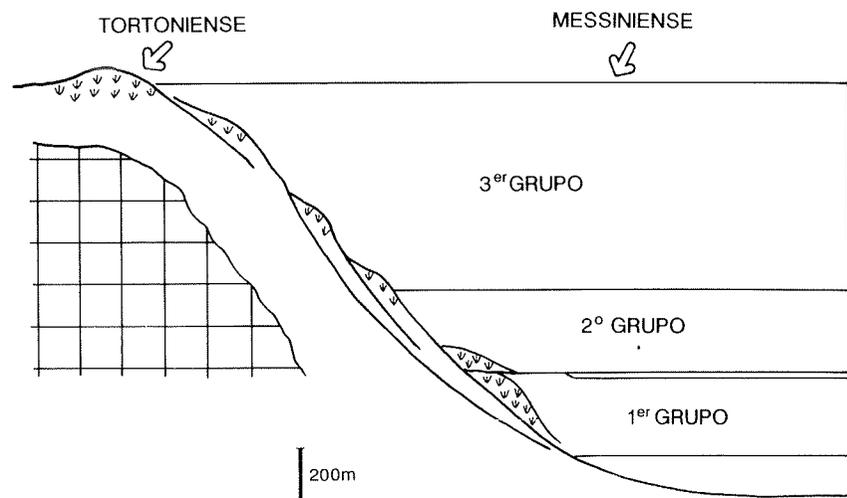


Figura 1: Disposición estratigráfica de los grupos evaporíticos registrados en la cuenca de Fortuna durante el Messiniense, y su relación con los depósitos arrecifales de borde de cuenca.

En la serie messiniense de Fortuna se definen tres grupos de ciclos evaporíticos: Primer Grupo, Segundo Grupo y Tercer Grupo (fig. 1).

*Primer Grupo de Ciclos Evaporíticos.* El Primer Grupo sucede estratigráficamente al denominado «Grupo Cero», que está constituido por depósitos formados en un ambiente lacustre somero, y que implican el primer registro de la desecación de la Cuenca de Fortuna.

La potencia total de los depósitos del Primer Grupo, es de 250 metros. En su parte inferior está formado por margas, calizas bioclásticas y arrecifes coralinos, cuya composición paleontológica nos sugiere un ambiente marino oxigenado. Las evaporitas se presentan en los 15 metros superiores. Están formadas por ciclos de margas, halita y yesos laminados. Este es el único grupo en el que se tiene registro material del depósito de halita en la cuenca. Cada ciclo tiene un espesor medio de 1 metro. El ciclo básico está formado por margas en la base e intercalaciones de yesos laminados y costas de halita en el techo.

La halita se ha conservado en la forma de pseudomorfos en sílice, dolomita y yeso, formados durante la diagénesis temprana. Sin embargo, existen en la cuenca varias localidades en donde se ha explotado o se explota halita procedente de los niveles de este Primer Grupo.

Las margas contienen pseudomorfos en sílice de cubos de halita, de unas dimensiones que alcanzan los 15 centímetros de arista. Su desarrollo es por crecimiento desplazativo a partir de salmueras que penetran en el sedimento. Los yesos laminados y las costras de halita silicificada son depósitos formados en un ambiente de salina. Los yesos contienen filamentos de cianobacterias. Son el resultado del crecimiento intersticial de cristales lenticulares de sulfato de calcio en el seno de un tapiz orgánico estromatolítico. Las costras de halita son precipitados someros en un ambiente hipersalino.

El ciclo básico de este Primer Grupo puede ser interpretado como el resultado de la sedimentación, precipitación y desarrollo orgánico en un ambiente de salina.

La sucesión sedimentaria del grupo se puede caracterizar a su vez, por un megaciclo avaporítico desarrollado en un ambiente que cambió gradualmente desde condiciones con aguas de salinidad normal, hasta alcanzar el grado de saturación en halita. Termina con la desecación y exposición subaérea total o casi total de la cuenca.

*Segundo Grupo Evaporítico.* Este grupo está limitado por dos superficies de erosión. Su serie estratigráfica tiene una potencia de 290 metros y sus materiales presentan una distribución areal mayor que la de las evaporitas del Primer Grupo. Está formado por cinco ciclos idénticos constituidos por margas finamente laminadas, conteniendo intercalaciones de hasta 1 cm de diatomitas, y yesos bandeados del tipo balatino. Estos ciclos son muy similares a los de otras cuencas próximas como Mula o Lorca.

Los yesos incluyen filamentos de cianobacterias y en algunos casos presentan fragmentos vegetales, niveles de dolomita con pseudomorfos de halita, o exhiben estructuras hidrodinámicas como «ripples» y laminaciones cruzadas.

Cada ciclo representa un estadio de inundación por aguas de salinidad

normal, establecimiento de un estado de estratificación de las aguas en la cuenca, y un posterior aumento en la concentración salina con precipitación de yeso en un ambiente caracterizado por el desarrollo de estromatolitos. La secuencia básica de estos ciclos tiene un carácter regresivo.

Los depósitos de cada ciclo se extienden sobre un área mayor que los del anterior. Su disposición es solapante expansiva sobre el substrato tortoniense, lo cual es un reflejo del paulatino relleno de una depresión preexistente.

El techo de este grupo está marcado por una superficie de erosión de carácter regional. Se ha correlacionado esta superficie con el horizonte «M» de los perfiles sísmicos.

*Tercer Grupo Evaporítico.* Los depósitos del Tercer Grupo completan la colmatación de la cuenca messiniense. Tiene un espesor de 460 metros y está formado por dos tipos de ciclos evaporíticos.

La parte inferior del grupo tiene 260 metros y está constituida por cinco ciclos. Cada ciclo se caracteriza por la presencia de depósitos formados en condiciones de salinidad normal, en la base, y evaporitas en el techo. Los depósitos de la base consisten en margas y carbonatos arrecifales depositados en un ambiente marino con aguas oxigenadas. Las evaporitas son yesos que en algunos casos contienen edificios de selenitas primarios.

El significado paleoambiental del conjunto de ciclos de esta parte del grupo es el de repetidos estadios de inundación marina seguida de una restricción de la cuenca con incremento de la concentración salina, descenso eustático y desecación.

La parte superior de este grupo está formada por seis ciclos evaporíticos.

Los depósitos de cada ciclo incluyen margas, yesos y carbonatos. El ambiente de deposición de los materiales de este grupo es lacustre. Cada ciclo representa el establecimiento de un estadio de «playa-lake», debido al drenaje interno de la cuenca de Fortuna.

La secuencia de los depósitos evaporíticos de la Cuenca de Fortuna es una de las más completas de las cuencas béticas. Su registro puede no ser de los más potentes, pero es el que presenta una mayor variedad de estadios. De hecho, muchas de las unidades reconocidas en otras áreas pueden ser puestas en referencia con algunos de los grupos evaporíticos de la cuenca de Fortuna (SANTISTEBAN y DAWANS, 1985).

## **Bibliografía**

- SANTISTEBAN, C. (1981): *Petrología y sedimentología de los materiales del Mioceno Superior de la cuenca de Fortuna (Murcia), a la luz de la «teoría de la crisis de salinidad»*. Tesis Doctoral Univ. Barcelona, 722 p.
- SANTISTEBAN, C. y TABERNER, C. (1983): Shallow marine and continental conglomerates derived from coral reef complexes after desiccation of a deep marine basin, SE Spain. *Jour. Geol. Soc. London*, 140: 401-412.
- SANTISTEBAN, C. y DAWANS, J.M. (1985): Essay on the correlation between reefs and evaporites of the Upper Miocene of South East Spain. *6<sup>th</sup> European Regional Meeting of Sedimentology*, Lleida (España), Abril 1985. *Int. Ass. Sedim. Res.*: 415-419.