

Una nueva interpretación de la sedimentación neógena en el sector suroccidental de la Cuenca de Vera

G. BARRAGÁN

Dpto. de Estratigrafía y Paleontología. Universidad de Granada.

RESUMEN

El estudio de los materiales del Cerro Coscojar y zonas circundantes permite reinterpretar el Mio-Plioceno de la Cuenca de Vera, mostrándose el efecto de la crisis messiniense y la influencia de la actividad tectónica. Se propone revisar la terminología local.

Palabras clave: Messiniense. Discordancia. Olistostroma. Arrecifes. Yeso.

ABSTRACT

The date from the materials of Cerro Coscojar and adjoining areas make possible a new interpretation for Mio-Pliocene events at the Vera Basin (SE Spain). The effects of the Messinian salinity crisis are showed, as well the effects of tectonic activity. A revision about the meaning of the local stratigraphic terminology is suggested.

Key words: Messinian. Uncorformity. Olisthostrome. Reefs. Gypsum.

ENTORNO GEOLÓGICO Y ANTECEDENTES

La Cuenca de Vera, en la provincia de Almería, es una de las cuencas intramontañosas neógenas que se instalan en la zona oriental de las Cordilleras Béticas. Comunica al SW con la Cuenca de Sorbas, a través del pasillo de Almolcázar, y al N con la Depresión de Lorca a través del pasillo de Pulpí, mientras que al E se abre al Mediterráneo.

La Cuenca de Vera se estructura sobre materiales béticos de las Zonas Internas que constituyen las sierras circundantes: materiales Alpujárrides al S y al E en las Sierras de Cabrera y Almagrera, materiales del Com-

plejo Bellabona-Cucharón al N, en la Sierra de Almagro, y materiales Nevado-filábrides al W, en la Sierra de los Filabres. Los materiales Maláguides se presentan en afloramientos reducidos y aislados, relacionados siempre con accidentes tectónicos (fig. 1).

Rellenan la cuenca materiales sedimentarios que van desde el Burdigaliense al Cuaternario, predominantemente marinos, aunque se intercalan algunos tramos continentales, y emerge definitivamente desde el Plioceno Superior. Aparecen también dos episodios volcánicos en el Neógeno Superior, uno de tipo lamproítico (veritas), y otro riódacítico. El presente trabajo se referirá solamente a materiales del Mioceno Superior y Plioceno.

Tectónicamente considerada, la Cuenca de Vera es el resultado de la acción de varios sistemas de fracturas de desgarre que la bordean por el S, el N, el E y el W y cuyo régimen e intensidad de esfuerzos ha variado a lo largo del tiempo. Algunas de las facturas afectan a materiales de edad plio-cuaternaria, de modo que la actividad tectónica a lo largo del Neógeno y hasta la actualidad ha sido ininterrumpida, controlando las características sedimentológicas y paleogeográficas.

Trabajos básicos sobre la Cuenca de Vera son los de Völk y Rondeel (1964) y Völk (1967), así como el de Montenat *et al.* (1976), especialmente para el tránsito Mio-Plioceno.

Völk y Rondeel (1964) diferenciaron los materiales Neógenos en «Neógeno antiguo» y «Neógeno moderno», en función de la ausencia o presencia respectivamente de clastos de materiales Nevado-filábrides. Los

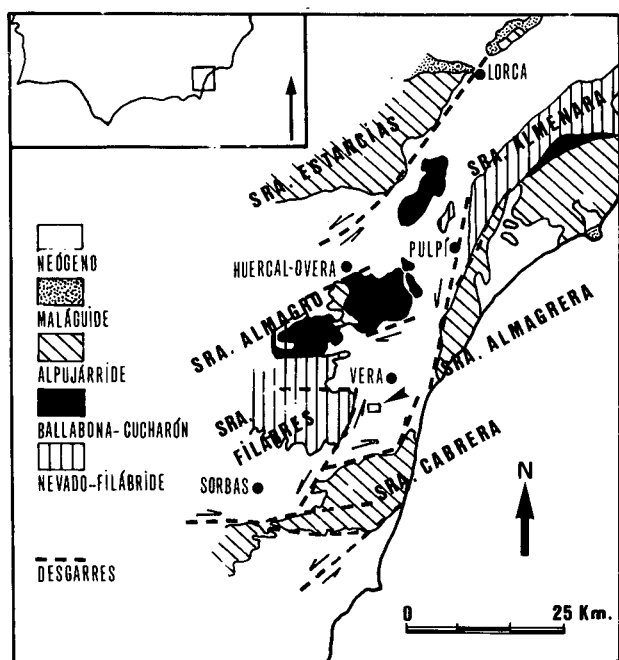


Figura 1. - Localización geográfica y geológica de la Cuenca de Vera y del área estudiada.

Figure 1. - Location map of the Vera Basin and the studied area.

materiales del Mioceno Superior y posteriores quedan organizados por los citados autores del siguiente modo:

Formación Chozas: De edad fundamentalmente Tortonense. Comprende los siguientes miembros:

- **Sarlador:** Conglomerados rojos con grandes bloques. Origen probablemente continental.
- **Loma Colorada:** Conglomerados rojos y grises con grandes bloques. Origen marino.
- **Gatar:** Margas grises y amarillentas con intercalaciones areniscosas. Origen marino.

Formación Turre: Datada como Messiniense. Comprende los siguientes miembros:

- **Azagador:** Conglomerados, calcarenitas y calizas de algas. Facies de plataforma y litoral.
- **Abad:** Margas grises y amarillentas masivas. Facies pelágica.
- **Santiago:** Margas similares a las del miembro Abad alternando con areniscas en una potente serie turbidítica.
- **Cantera:** Calizas coralinas y depósitos de talud arrecifal asociados.

El vulcanismo lamproítico cierra el ciclo sedimentario de la Formación Turre. En la vecina Cuenca de Sorbas, sobre el miembro Abad, un potente paquete de yesos ha sido definido como «*miembro Yesares*», considerado por Völk y Rondeel (1964) como último miembro de la Formación Caños, exclusiva de la Cuenca de Sorbas.

Formación Cuevas: Plioceno Inferior. Fundamentalmente margas limosas y arenosas. Areniscas bioclásticas y conglomerados en el borde de la cuenca.

Formación Espíritu Santo: Plioceno Superior. Conglomerados que cambian gradualmente a arenas y margas, formando gigantescas estratificaciones cruzadas. Depósitos deltaicos.

Formación Salmerón: Atribuida al Plio-Cuaternario. Conglomerados, arenas y limos rojos de origen fluvial. Potentes costras de caliches.

Por otro lado, el trabajo de Montenat *et al.* (1976), se centra en el problema de la ausencia de depósitos evaporíticos en la cuenca y en el estudio micropaleontológico y sedimentológico detallado de un corte en la orilla del Río Almanzora, que se interpreta como prueba de la existencia de continuidad en la sedimentación marina durante el tránsito Mio-Plioceno; en el mismo sentido apuntan los trabajos de González Donoso y Serrano (1977) y de Carrasco *et al.* (1979); opiniones contrarias sin embargo, son mantenidas por Cita *et al.* (1978) y por Geerlings *et al.* (1980).

Así pues, la Cuenca de Vera es generalmente considerada como una zona particularmente profunda y subsidente que no se vio afectada por la crisis de la salinidad Messiniense, quedando en el tintero la incógnita de su correlación con la Cuenca de Sorbas, en la que aparecen importantes depósitos de yeso.

Los criterios y conclusiones de los valiosos trabajos de Völk (1967) y de Montenat *et al.* (1976) sobre la Cuenca de Vera, se han utilizado para el estudio de la mayor parte de las cuencas Neógenas de las Cordilleras Béticas orientales, y aunque han demostrado su eficacia, a la vista de los nuevos datos, pueden haber arrastrado errores que plantean la necesidad de una revisión.

EL ÁREA DEL CERRO COSCOJAR

El Cerro del Coscojar se sitúa en el sector suroccidental de la Cuenca de Vera, y su interpretación ha sido siempre enigmática y confusa; aunque Völk (1967)

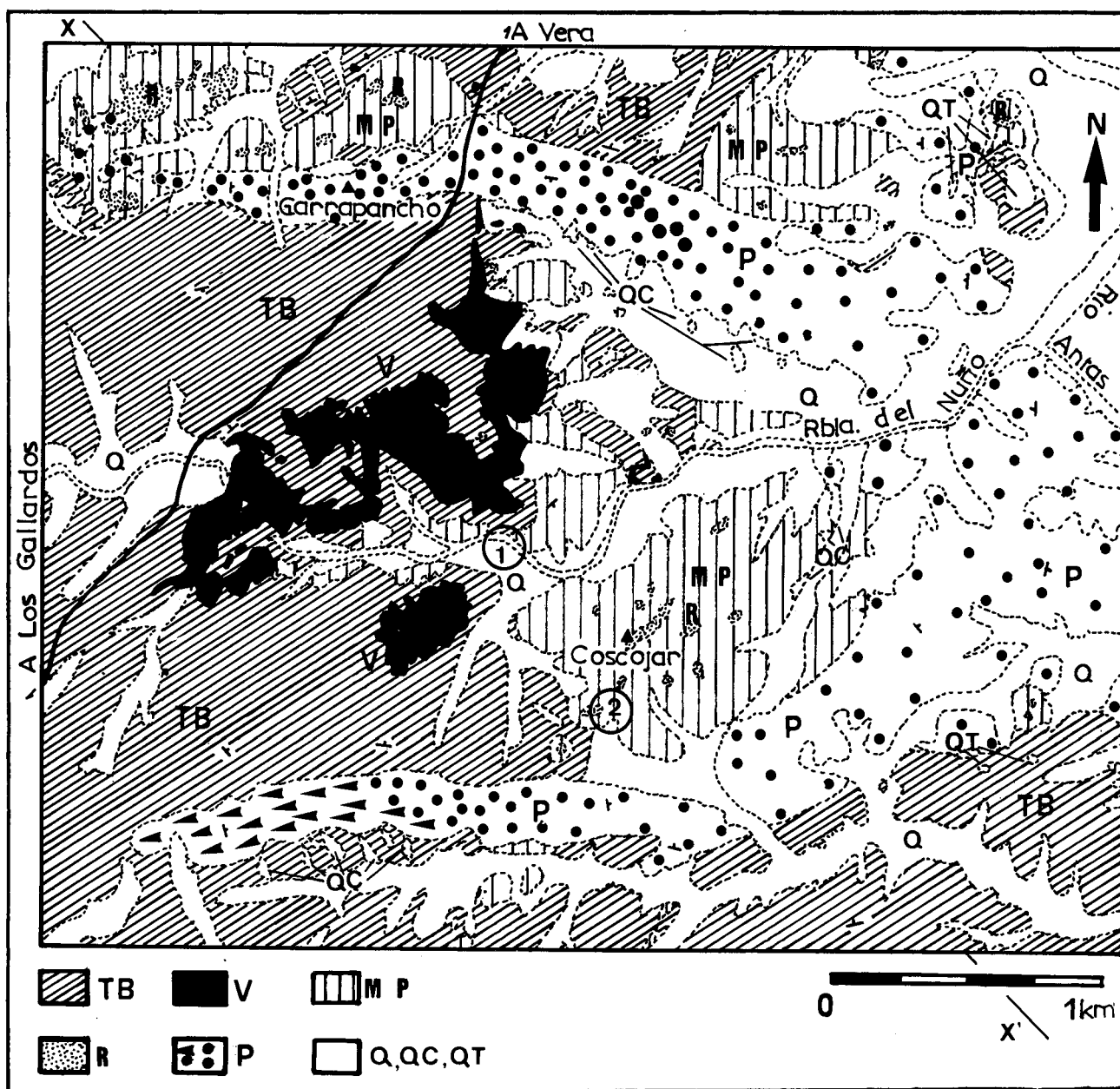


Figura 2. - Cartografía geológica del área del Coscojar. TB: Turbiditas, V: Lamproítas, MP: Serie del Coscojar, R: Complejo arrecifal, P: Formación Cuevas (la mayor densidad de puntos indica facies más litorales. Los signos triangulares indican zonas de influjo continental. Los puntos gruesos indican conglomerados en el techo de la formación), Q: Cuaternario indiferenciado, QC: Coluvial, QT: Terrazas y glacia.

Figure 2. - Geological map of the Coscojar area. TB: Turbiditas, V: Lamproitic rocks, MP: Coscojar materials, R: Reef complex, P: Cuevas Formation (the highest density of points means the most coastal facies. The triangles mean terrestrial influx. The thick points mean the conglomerates at the top of the formation), Q: Non-diferenced Quaternary, QC: Colluvial, QT: Terraces and glacia.

y Dronkert *et al.* (1979) se refieren a él, una interpretación definitiva no ha podido ser dada.

Una cartografía detallada y minuciosa de la zona

(fig. 2) ha revelado las relaciones entre los diferentes materiales aflorantes, y permite una interpretación nueva (fig. 3) que resuelve la problemática planteada por la Cuenca de Vera en el tránsito Mio-Plioceno.

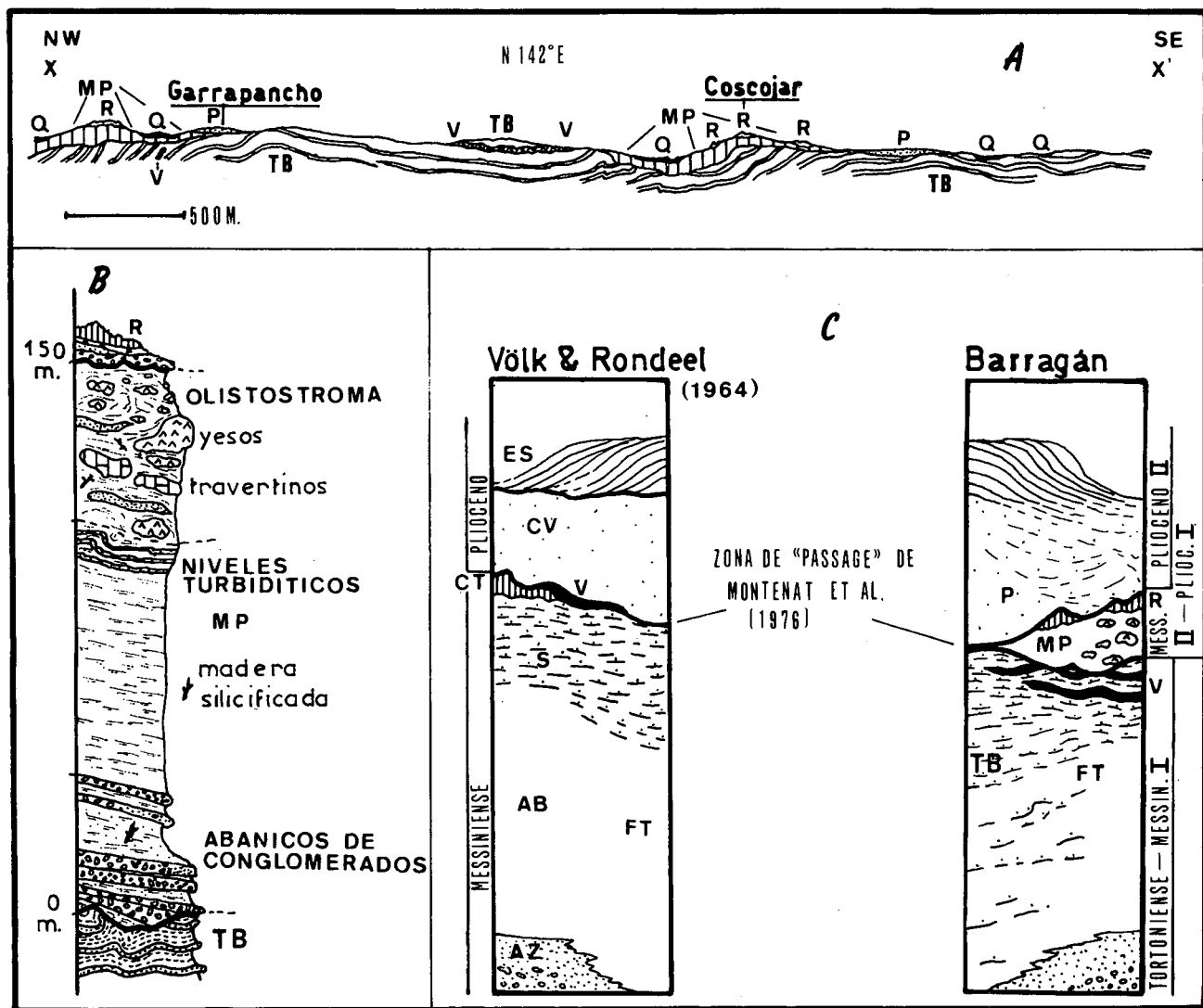


Figura 3. - 3A: Corte geológico X-X'. Para localización y símbolos ver fig. 2. 3B: Columna estratigráfica al S del Cerro Garrapancho. Símbolos referidos a la fig. 2. 3C: Antigua y nueva interpretación de la sucesión estratigráfica mio-pliocena en la Cuenca de Vera. ES: Formación Espíritu Santo, CV: formación Cuevas, CT: Miembro Cantera, V: Lamproititas, S: Miembro Santiago, AB: Miembro Abad, AZ: Miembro Azagador, FT: Formación Turre. Para los demás símbolos ver la fig. 2.

Figure 3. - 3A: Geological cross-section X-X': For location and symbols see fig. 2, 3B: Stratigraphic column south of Cerro Garrapancho. Symbols referred to fig. 2, 3C: Classic and new stratigraphic framework for the Mio-Pliocene at the Vera Basin. ES: Espíritu Santo Formation, CV: Cuevas Formation, CT: Cantera Member, V: Lamproitic rocks, S: Santiago Member, AB: Abad Member, FT: Turre Formation. For the rest of the symbols, see fig. 2.

De más antiguo a más moderno se pueden distinguir los siguientes conjuntos litológicos:

Turbiditas (TB)

Corresponden al «miembro Santiago» de Völk y Rondeel (1964), y ocupan la posición estratigráfica más baja

en la zona cartografiada. Se trata de un potente conjunto de capas de margas y areniscas alternándose, presentando estas últimas abundantísimas estructuras de ordenación interna que reflejan un depósito mediante corrientes de turbidez.

Los *slumpings* y marcas de corriente en las superficies de estratificación indican un origen de los materiales proveniente del W y el SW para la zona en estudio.

Se observan huellas de *Paleodictyon* y de *Helminthoides* que revelan en opinión de Montenat y Seilacher (1978), una batimetría aproximada de 500 m.

Interestratificadas con las turbiditas, en su parte más alta, aparecen coladas de rocas volcánicas lamproíticas (veritas) que recrystalizan y consolidan los sedimentos adyacentes y que, localmente, se presentan en forma de enormes «pillows» contorneadas por diques de sedimento inyectado entre ellas, lo que viene a confirmar el carácter submarino del vulcanismo al menos en esta zona. Estas rocas se han datado de forma absoluta por Nobel *et al.* (1981) en 8,6 m.a., de modo que la edad de las turbiditas, asignadas hasta ahora al final del Messiniense, debe corregirse salvo error, al Tortoniense terminal.

Serie de Coscojar (MP)

Discordantemente sobre las turbiditas y las lamproítas asociadas, se dispone un conjunto de materiales de gran complejidad y diversidad litológica, rellenando un paleorrelieve de perfiles muchas veces abruptos. Localmente puede variar su potencia y su naturaleza.

La discordancia no es siempre fácil de observar, especialmente cuando separa margas que presentan similares aspectos. En las orillas de la Rambla del Nuño pueden verse sin embargo buenos ejemplos de la misma, especialmente en el punto nº 1 (fig. 2, fig. 4). Esta dificultad de observación debe haber sido el motivo por el que los materiales del Cerro Coscojar figuran, en la bibliografía, atribuidos a la Formación Turre.

En el área cartografiada se pueden distinguir dos dominios:

1. *Al S de la alineación topográfica del Cerro Garrapancho* (fig. 3B), la serie presenta una diversidad y complejidad mayor. Como peculiaridad hay que reseñar la presencia de madera silicificada en toda la columna. De abajo a arriba encontramos:

Margas limosas blancuzcas entre las que se intercalan potentes bancos (hasta 2 m) de conglomerados dispuestos en forma de abanicos, con su ápice apoyado en el paleorrelieve de las turbiditas.

Los cantos de los conglomerados proceden fundamentalmente de las areniscas turbidíticas y de las rocas volcánicas. La disposición de los cantos, en total desorden, sin imbricaciones coherentes y dispuestos en muchos casos con el máximo eje vertical, sugiere un emplazamiento mediante coladas de fango y/o de derrubios, en función del contenido en matriz.

Sigue a continuación y mediante paso gradual un tramo margoso, de color gris amarillento, masivo y monótono, que concluye en su parte más alta con una sucesión de niveles areniscosos turbidíticos

de hasta 10 cm de espesor, en los que se aprecian capas amalgamadas, con el intervalo A de Bouma siempre presente, lo que induce a pensar en una situación proximal.

La parte final de este tramo está afectada por una deformación inmediatamente posterior a su depósito, que inclina localmente las capas turbidíticas, llegando a verticalizarlas e incluso invertirlas.

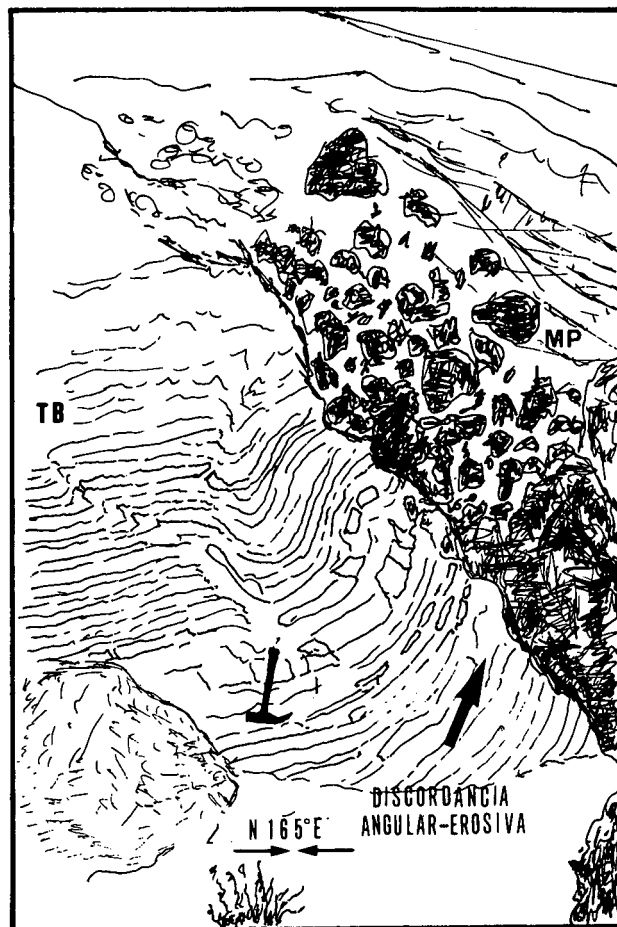


Figura 4. - Esquema de campo en el punto 1 de la fig. 2. Discordancia angular-erosiva entre las turbiditas de la Formación Turre (TB) y los materiales de la «Serie del Coscojar» (MP), en este caso conglomerado masivos con bloques de lamproítas y margas limosas blancuzcas. Obsérvese el plegamiento frágil de las turbiditas originado por la compresión que verticaliza la superficie de la discordancia.

Figure 4. - Field-sketch at the point 1 of the fig. 2. Buried landscape and angular unconformity of «Coscojar materials» (MP), massive conglomerates with lamproitic rock boulders and whitish silty marls, on turbidites of Turre Formation (TB). Note the brittle folds of turbidites caused by the compression making steep the unconformity surface.

El último tramo del conjunto se dispone discordantemente sobre los tramos anteriores, o bien sobre las turbiditas infrayacentes (TB). Su litología es fundamentalmente margosa, similar en color y aspecto a la del tramo anterior, pero conteniendo englobados en su interior de forma caótica, olistolitos cuyo tamaño va desde el de un guijarro hasta más de 50 m³. La naturaleza de estos cuerpos es fundamentalmente de yeso, travertinos, y areniscas procedentes de las turbiditas; localmente estos olistolitos aparecen recubiertos por una capa de unos 2 mm de sílice amorfa. En determinadas zonas aparecen bloques estratiformes areniscosos, sin estructuración interna, de hasta 1,50 m de potencia, que se acuñan rápidamente y que presentan a veces fuertes deformaciones.

El conjunto puede considerarse como un olistostroma emplazado mediante un mecanismo gravitacional, quizá originado por una serie sucesiva de coladas de fango. Su origen habría que buscarlo en posiciones relativamente cercanas, dada la presencia de bloques de areniscas de las propias turbiditas infrayacentes.

Los bloques de yeso son predominantemente de tipo alabastro, pero también son frecuentes los de tipo selenita, con facies enteramente similares a las de los yesos aflorantes en la Cuenca de Sorbas.

Los travertinos presentan muchas veces bellas impresiones de hojas y tallos, y generalmente se encuentran teñidos por óxidos de hierro.

Regionalmente estos materiales son correlacionables con los del «Olistostroma de Garrucha», referido como Plioceno Inferior por Montenat (1974), y en el que curiosamente también aparece madera fósil.

2. *Al N de la alineación topográfica del Cerro Garrapancho* los materiales que reposan discordantemente sobre las turbiditas (TB) son mucho más homogéneos, y sólo en las propias laderas del Cerro Garrapancho afloran conglomerados sobre la discordancia, lo que permite asegurar la correlación con los materiales descritos en el apartado anterior; más al N y hacia el centro de la cuenca únicamente aparecen facies margosas, masivas y monótonas, similares a las del segundo tramo de la columna (fig. 3B) del dominio situado al S del Cerro Garrapancho.

No aparece ningún resto del conjunto olistostrómico, ni se ha encontrado madera fósil.

Complejo arrecifal (R)

Corresponde al «miembro Cantera» de Völk y Rondeel (1964), y se sitúa discordantemente sobre los materiales de la «Serie del Coscojar», e incluso sobre las mismas turbiditas (TB). En el punto nº 2 (fig. 2) puede observarse con particular claridad la superposición en discordancia de los arrecifes sobre los materiales del conjunto olistostrómico.

Sólo en algunos casos se conservan los edificios coralinos propiamente dichos, dado que en su mayor parte han sucumbido a la erosión, aunque se pueden reconocer bien las facies que se han descrito como propias de

los arrecifes messinienses, con *Porites sp.* y demás fauna asociada; ver al respecto los trabajos de Dabrio *et al.* (1981) y de Esteban (1979/80). Mucho más frecuente es encontrar facies de talud arrecifal, con calcarenitas, calizas de halimedas, crecimientos de algas rojas, etc.

La discordancia, viene marcada en la base del conjunto arrecifal por pasadas de conglomerados con abundantes cantos de rocas metamórficas y matriz margo-arenosa. Estos niveles conglomeráticos tienden a desaparecer hacia el N de la zona en estudio, de modo que fuera ya del área cartografiada, en las cercanías del pueblo de Antas, donde se definió el «miembro Cantera», los arrecifes se sitúan directamente encima de los materiales margosos descritos en el dominio 2 del apartado anterior, indentándose los taludes arrecifales entre ellos en franca concordancia.

Los arrecifes se sitúan a diferentes niveles topográficos, sucesivamente más bajos hacia el E, de modo que los más recientes se instalan sobre los taludes de los que les preceden en el tiempo, que quedan expuestos a la erosión, presentando muestras evidentes de paleokarstificación. Se deduce pues, una progresiva retirada del mar hacia el E.

Fuera del área cartografiada, y hacia el actual centro de la cuenca, los materiales margosos antes referidos y sobre los que se asientan concordantemente las construcciones coralinas, se adelgazan hacia el E, concluyendo en una serie de arcillas y margas gris verdosas, dispuestas en laminillas y con abundantes restos vegetales, representando un episodio lacustre, quizá como punto final de la retirada del mar.

Formación Cuevas (P)

Definida por Völk y Rondeel (1964) y descrita por Völk (1967). Fue datada como Plioceno Inferior. Presenta en el área en estudio diferentes facies litológicas.

1) La más extensa corresponde a margas limosas y arenosas amarillentas, con abundantes ostreoides, pectínidos, etc., así como con características huellas de bioturbación limonitizadas. Es frecuente la presencia de estratificaciones cruzadas de gran tamaño.

2) En los bordes de la cuenca aparecen depósitos que ofrecen toda la gama de arenas margosas, arenas limosas y conglomerados. En estos últimos hay bloques con huellas de litófagos y ostreoides fijados en posición de vida. Son facies litorales típicas. Los clastos proceden de todos los materiales infrayacentes y del substrato metamórfico, siendo abundantes los bloques de calizas coralinas.

3) También en los bordes, se presentan depósitos constituidos por grandes bloques heterométricos y caóticos, fundamentalmente de rocas metamórficas, con matriz arenosa y presencia de fauna de ostreidos y pectínidos, que reflejan zonas de particular afluencia de aportes continentales.

4) Por fin, hacia el techo de la formación, aparece una secuencia regresiva de conglomerados con guijarros bastante redondeados y homométricos, con escasa matriz, y que se asemejan a los cantos de los conglomerados que constituyen los gigantescos «*fore set*» deltaicos de la Formación Espíritu Santo, descrita por Völk (1967) y por Fostma y Roep (1985).

INFLUENCIA DE LA ACTIVIDAD TECTÓNICA

La Cuenca de Vera, enmarcada por accidentes de desgarramiento activos a todo lo largo del Neógeno y hasta la actualidad, ofrece significativos ejemplos de la interrelación entre actividad tectónica y sedimentación. Para el área estudiada se señalan los siguientes aspectos:

— Es clara la relación entre la potente serie turbidítica (TB) y las lamproítas asociadas. La actividad volcánica, que tuvo su foco principal en el borde W de la cuenca, justamente sobre uno de los accidentes que la limitan, y la sismicidad con ella ligada, serían parte fundamental en el desencadenamiento de las corrientes de turbidez.

De hecho, las capas areniscosas turbidíticas presentan en muchos lugares, donde su granulometría y potencia es adecuada, una curiosa fragmentación en tortas o losetas circulares, cuya génesis hay que buscarla en fenómenos de escape y circulación de fluidos, causados por sacudidas sísmicas. Ver al respecto el trabajo de Montenat (1980) sobre fenómenos parecidos en el Messiniense de San Miguel de Salinas (Murcia).

— Los episodios de coladas de fango y/o de derrumbios señalados para los abanicos conglomeráticos de la «Serie del Coscojar», reflejan también la inestabilidad de la cuenca.

— Las observaciones efectuadas en la discordancia que separa las turbiditas (TB) de los materiales de la «Serie del Coscojar» (MP), permiten establecer que su actual posición, muy verticalizada, es el resultado de una compresión ocurrida con posterioridad al depósito de los primeros tramos de MP. Esta compresión produjo en las capas de turbiditas (TB) pliegues como los que se aprecian en la fig. 4, y además probablemente fue el detonante que activó el emplazamiento del conjunto de olistolitos, precedido por la inestabilidad que reflejan los pequeños niveles turbidíticos subyacentes. El emplazamiento del olistostroma habría causado las deformaciones que se observan a su base.

— En la vertical del Cerro del Coscojar y en la del Cerro Garrapancho, las capas de turbiditas (TB) presentan un fuerte buzamiento, llegando a ser totalmente verticales. Esta estructuración está ligada con la compresión antes mencionada, y sería causante de la compartimentación de la cuenca en los dos dominios referidos para los materiales de la «Serie del Coscojar».

DISCUSIÓN DE LOS DATOS

Los hechos más destacados observados en la zona y que conviene subrayar son:

— Las lamproítas no marcan el límite Mio-Plioceno, sino que están interestratificadas con las turbiditas (TB) de la Formación Turre, para las que hay que admitir, si los datos de edad absolutas son correctos, una edad Tortoniense.

— Existe un conjunto de materiales, los aquí llamados «Serie del Coscojar», que rellenan un paleorrelicie excavado en los materiales de la Formación Turre, y que continen yesos de facies similares a los de la Cuenca de Sorbas, travertinos y madera silicificada.

— Los arrecifes coralinos se sitúan discordantemente sobre los citados materiales con yesos, y por tanto han de ser posteriores a ellos.

De todo ello, y de lo expuesto más atrás, se infiere que *la crisis de la salinidad Messiniense sí que afectó intensamente a la Cuenca de Vera*, en la que pudieron haberse formado evaporitas o no, pero que de forma segura fue sometida a un intenso período erosivo en el que se labraron paleorrelicies abruptos y profundos, y durante el cual tuvieron su origen los depósitos de travertinos. Quizá este período encierre la explicación de la existencia de madera silicificada y de la llamativa capa de sílice amorfa que recubre muchos de los olistolitos de la «Serie del Coscojar».

Cuando retornan las condiciones marinas, la cuenca está compartimentada: Al S del Cerro Garrapancho la sedimentación sufre la contaminación de depósitos gravitacionales con yeso, travertinos y madera fósil, procedentes de la vecina Cuenca de Sorbas, o de las propias evaporitas que la erosión hubiera respetado en la Cuenca de Vera; al N del Cerro Garrapancho se deposita una potente serie margosa limpia de contaminaciones.

A esta compartimentación de la cuenca no debe ser ajena la actividad tectónica, pues precisamente en el Cerro Garrapancho, las turbiditas de la Formación Turre presentan buzamientos verticales. Asimismo el emplazamiento de los olistolitos debe estar relacionado con

la fase compresiva posterior al período de erosión, que verticaliza la superficie de discordancia localmente (fig. 4).

A continuación se instalarían los arrecifes coralinos, discordantemente allí donde la más intensa actividad tectónica hubiera causado la emersión de los materiales infrayacentes, y concordantemente en la zona más tranquila y subsidente al N del Cerro Garrapancho.

La progradación hacia el E de los arrecifes marca una nueva regresión, mucho más suave que la anterior, concluyendo en un episodio lacustre en las posiciones que actualmente ocupa el centro de la cuenca, para dar paso a una nueva entrada del mar que deposita los materiales de la Formación Cuevas.

La separación establecida por Völk (1967) mediante discordancia entre la Formación Cuevas y la Formación Espíritu Santo parece inadecuada, pues existen fuera del área cartografiada, claras pruebas de continuidad entre una y otra, de modo que la Formación Cuevas sería la facies más distal de un delta de tipo «Gilbert» con «foreset» conglomeráticos (Formación Espíritu Santo) que avanzan hacia el W y el NW. En este sentido son significativas las facies conglomeráticas encontradas en nuestra zona en el techo de la Formación Cuevas, así como las estratificaciones cruzadas que se aprecian en los tramos más arenosos.

La comparación de los datos aportados con los obtenidos por Montenat *et al.* (1976) en el corte del Río Almanzora merece los siguientes comentarios:

En primer lugar habría que señalar que entre las turbiditas y el tramo más margoso del corte del Río Almanzora, donde Montenat *et al.* (1976) definen su zona de «passage» sólo existe acordancia, y en muchos otros puntos cercanos, incluso los estudiados por Carrasco *et al.* (1979) para sus cortes micropaleontológicos (Cortijo los Palacios y Cañada de Vera), la discordancia es evidente. Esta discordancia sería la producida en el período erosivo coincidente con la crisis Messiniense.

El tramo margoso con laminas en que se define la zona de «passage», correspondería a los materiales postevaporíticos de la «Serie del Coscojar» (MP) en su dominio margoso, representando el episodio final lacustre que cierra la progradación hacia el E de los corales. En dichos niveles son abundantísimos los restos vegetales, incluso oogonios de *Chara sp.* insertos en sus tallos, citados por Geerlings *et al.* (1980) y que yo mismo he encontrado en el corte del Río Almanzora y en otros lugares correlacionables estratigráficamente.

La continuidad establecida por Montenat *et al.* (1976), se refiere pues al tránsito entre los materiales de la «Serie del Coscojar», claramente postevaporíticos, y la Formación Cuevas, y aún así existiendo un episodio lacustre intermedio.

Coincidiendo con lo expuesto por estos autores, la discordancia que cierra la progradación de los arrecifes hacia el E se amortigua hacia el centro de la cuenca, donde el episodio lacustre sirve de preámbulo a la nueva entrada del mar.

Se plantea el problema de la confrontación entre los datos estratigráficos y los micropaleontológicos, problema cuya solución hay que buscar probablemente en la contaminación de los sedimentos por faunas más antiguas, resedimentadas muchas veces tras un mínimo transporte, y a veces mediante emplazamiento en masa, lo cual no permite identificarlas. Por otro lado la zonación micropaleontológica del tránsito Mio-Plioceno aún ofrece múltiples dudas. Ver al respecto el trabajo de González Donoso y Serrano (1977).

CONCLUSIONES

Todo lo expuesto nos lleva a proponer una nueva interpretación del tránsito Mio-Plioceno de la Cuenca de Vera, que, comparada con la clásica de Völk y Rondeel (1964), se representa en el esquema de la fig. 3C. Ello implica que:

— Las veritas en ningún caso representan el episodio final previo al Plioceno, sino que son bastante anteriores, así como las turbiditas entre las que se intercalan.

— Los materiales que aquí se denominan de forma provisional y a falta de una mejor definición futura, «Serie del Coscojar», rellenan un paleorrelieve excavado durante la crisis de la salinidad messiniense, lo que viene corroborado por la presencia de olistolitos de yeso y travertinos englobados en ellos. Son pues claramente postevaporíticos y previos al depósito de la Formación Cuevas. Probablemente se puede afirmar lo propio del «Olistostroma de Garrucha».

Estos materiales corresponderían a la unidad Messiniense II - Plioceno I (UTS Ne-5) del análisis tectosedimentario del Neógeno de las Béticas de Megias *et al.* (1983).

Las extensas zonas margosas del W de la Cuenca de Vera que sirven de soporte a los edificios arrecifales, y que figuran cartografiadas clásicamente como «Miem-

bro Abad», incluido el lugar donde éste se definió (Cortijo de la Fuente Abad), son en realidad margas pertenecientes al ciclo postevaporítico.

— Los arrecifes, instalados claramente sobre materiales postevaporíticos, también son posteriores a la crisis messiniense, al menos en la Cuenca de Vera.

Megías (1985) llega a la misma conclusión para las Cuencas de Sorbas y de Almería.

— Las formaciones Cuevas y Espíritu Santo constituyen un único episodio sedimentario, el último de carácter marino en la cuenca, y que podría corresponderse con la unidad tectosedimentaria Plioceno II (UTS Ne-6) de Megías *et al.* (1983).

— El contenido de la «Formación Turre» en su primitiva acepción, debe ser revisado, pues ni el «miembro Cantera», ni muchos de los materiales atribuidos al «miembro Abad», forman parte de ella.

La similitud de las facies margosas a lo largo del tiempo en todas las cuencas neógenas de las Cordilleras Béticas orientales, obliga a una revisión especialmente cuidadosa para establecer su posición pre o postevaporítica. Del mismo modo, se hace necesario confirmar si todos los arrecifes considerados clásicamente como preevaporíticos lo son, o si por el contrario son posteriores al depósito de los yesos (caso de Vera), o incluso si los hubo anteriores y posteriores al evento salino.

— Las unidades estratigráficas al uso en la zona, de marcado carácter litológico, pueden acarrear errores dada la frecuente repetición de facies a lo largo del Neógeno, mostrándose más útiles las unidades de carácter tectosedimentario apoyadas en la definición lo más detallada posible de las discontinuidades de la serie, y siempre con la salvedad de la posible diacronía de los fenómenos tectónicos en una zona que se demuestra extremadamente móvil.

AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo está incluido en el proyecto 608/454, subvencionado por la C.A.I.C.Y.T. y el C.S.I.C.

BIBLIOGRAFÍA

CARRASCO, F., GONZÁLEZ DONOSO, J.M., LINARES, D., RODRÍGUEZ, P. y SERRANO, F., 1979: Contribución al conocimiento del límite Mioceno-Plioceno en el dominio Mediterráneo occidental: las secciones de los Palacios y Cañada de Vera (Almería, España). *Estudios geol.*, 35: 559-567.

CITA, M.J., VISMARA SCHILLING, A. y BOSSIO, A., 1978: Stratigraphy and paleoenvironment of the Cuevas de Almanzora section (Vera Basin, Spain). A re-interpretation. *Abstracts Messinian Seminar 4 (Roma)*.

DABRIO, C.J., ESTEBAN, M. y MARTÍN, J.M., 1981: The coral reef of Nijar, Messinian (Uppermost Miocene), Almería Province, S.E. Spain. *Jour. Sediment. Petrol.*, 51: 521-539.

DRONKERT, H., VAN DER POEL, H. y GEERLINGS, L.P.A., 1979: Gypsum deposits in the province of Almería. Consequences for the western Mediterranean. *Ann Géol. des Pays Helléniques*, 1: 345-354.

ESTEBAN, M., 1979/1980: Significance of the upper Miocene coral reefs of the Western Mediterranean. *Palaeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 29: 169-183.

GEERLINGS, L.P.A., DRONKERT, H., VAN DE POEL, H. y VAN HINTE, J.E., 1980: Chara sp. in Mio-Pliocene marls at Cuevas del Almanzora, Vera Basin, S.E. Spain. *Paleontology-Proc.*, 83: 29-37.

GONZÁLEZ DONOSO, J.M. y SERRANO, F., 1977: Precisiones sobre la bioestratigrafía del corte de Cuevas de Almanzora. *Cuad. Geol. Univ. de Granada*, 8: 241-251.

MEGÍAS, A.G., LERET, G., MARTÍNEZ DEL OLMO, W. y SOLER, R., 1983: La sedimentación Neógena en las Béticas: Análisis tectosedimentario. *Mediterránea Ser. Geol.*, 1: 83-103.

MEGÍAS, A.G., 1985: Tectosedimentary relationships between Mio-Pliocene reefs and evaporites in Almería and Sorbas Basins (SE Iberian Peninsula). Abstracts 6th. *European Regional Meeting of Sedimentology I.A.S. Lérida*; 292-295.

MONTENAT, C., 1974: Tectonique et sédimentation Pliocène dans les Cordillères Bétiques (Espagne méridionale). *Giorn. Geol. Geol. Bologna* (2), 39: 469-480.

MONTENAT, C., BIZON, G., BIZON, J.J., CARBONELL, G., MULLER, C. y DE RENEVILLE, P., 1976: Continuité ou discontinuité de sédimentation marine Mio-Pliocène en Méditerranée occidentale. L'exemple du bassin de Vera (Espagne méridionale). *Rev. Inst. Fr. Pétrole*, 31: 613-661.

MONTENAT, C. y SEILACHER, A., 1978: Les turbidites Messiniennes à Helminthoides et Paleodictyon du bassin de Vera (Cordillera Bétiques orientales). Indication paléobathymétriques. *Bull. Soc. Géol. France*, 20: 319-322.

MONTENAT, C., 1980: Relation entre déformations synsédimentaires et paléosismicité dans le Messinien de San Miguel de Salinas Cordillères Bétiques orientales, Espagne. *Bull. Soc. Géol. France*, 22: 501-509.

NOBEL, F.A., ANDRIESSEN, 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. Mijnb.*, 40-81: 209-214.

POSTMA, G. y ROEP, T.B., 1985: Resedimented conglomerates in the bottomsets of Gilbert-type gravel deltas. *Jour Sediment. Petrol.*, 55: 874-885.

RUEGG, G.J.H., 1964: Geologische onderzoekingen in het bekken van Sorbas. SE. Spanje. *Geol. Inst. Univ. Amsterdam* (inédito), 64 p.

VÖLK, H.R. y RONDEEL, H.E., 1964: Zur gliederung des jungtertiären im Becken von Vera. Südostspanien. *Geol. Mijnb.*, 43: 310-315.

VÖLK, H.R., 1967: *Zur geologie und stratigraphie des neogenbeckens von Vera, Südost-Spanien*. Tesis Doct. Univ. Amsterdam, 160 p.