

ALGUNOS DATOS SOBRE LA ACTIVIDAD HIDROTHERMAL PLIOCENA AL OESTE DE CUEVAS DEL ALMANZORA. ENCUADRE GEOLÓGICO Y CRONOLÓGICO DE LAS MANIFESTACIONES MAGMÁTICAS E HIDROTHERMALES DE LA DEPRESIÓN DE VERA (PROVINCIA DE ALMERÍA)

BARRAGÁN BAZÁN, G.

Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra (C.S.I.C. - Univ. Granada) y Departamento de Paleontología y Estratigrafía. Facultad de Ciencias

RESUMEN

Al Oeste de Cuevas del Almanzora afloran sedimentos pliocenos y pliocuaternarios que representan las últimas etapas del proceso de relleno de la depresión de Vera. La zona considerada, constituyó tras el episodio de la crisis Messiniense un área subsidente, en cuyo relleno se han diferenciado dos secuencias deposicionales marinas, una transgresiva y otra regresiva, y una unidad continental de carácter aluvial. El análisis estructural y tectosedimentario permite identificar tres mecanismos actuantes, que se suceden y se solapan en el tiempo hasta la actualidad: uno transtensivo sinistral que se refleja en fallas N10-25°E, otro distensivo que genera fallas normales de direcciones N-S a N120°E, y otro compresivo de dirección variable, predominando NW-SE. Controladas por la dinámica extensiva, en el Plioceno Superior y en la base del Pleistoceno, se producen manifestaciones hidrotermales consistentes en impregnaciones mineralizantes de óxidos de Fe y Mn, y en filones rellenos por falsa ágata y óxidos de Mn. Se evidencia así la continuidad temporal de una anomalía geotérmica existente bajo la depresión de Vera, que se manifiesta intensamente en el Tortoniense Superior y en el Messiniense mediante vulcanismo y mineralizaciones, pero que prosigue, aunque atenuada, durante el Plioceno, y llega a la actualidad.

Palabras clave: Cordilleras Béticas, Hidrotermalismo, Neotectónica, Mineralizaciones.

ABSTRACT

West of Cuevas del Almanzora, pliocene and plio-quaternary sediments constitute the last infill stages of Vera depression. After the Messinian crisis, the under study zone was a subsident area, today filled-up by two marine depositional sequences, transgressive and regressive ones respectively, and an alluvial continental unit. Structural and tectosedimentary analysis makes possible to identify three tectonic mechanisms, following one after the other, and making overlap in the time until now: the first one, beginning at the end of Lower Pliocene, of transtensive and sinistral character, reflected by strike-

slip faults N10-25°E; an extensional second one, that generates normal faults of N-S to N120°E strikes, reaches to maximum at the moment of definitive sea withdrawal; the last mechanism is compressive, with a variable direction for the main stress, predominating NW-SE. Controlled by the extensional dynamics, during Upper Pliocene and basal part of Pleistocene, hydrothermal manifestations occurred, consisting in mineralized impregnations of Fe and Mn oxides, and veins infilled by lamellar calcite and Mn oxides. In this way it's evidenced the continuity in the time of a geothermal anomaly under the Vera depression, that showed its maximal activity in the most Upper Tortonian and the Messinian, but it continued, although attenuated, during Pliocene, and to nowadays.

Key words: Pliocene, tectosedimentary evolution, hydrothermal mineralizations, extensional tectonic, vulcanism, geothermal anomaly.

INTRODUCCIÓN

El relleno sedimentario de la depresión de Vera, permite reconstruir una compleja evolución geológica que va desde el Burdigaliense hasta la actualidad, manifestándose una intensa y continuada actividad tectónica, y en determinados momentos, a finales del Tortonense, y especialmente en el Messiniense, una considerable actividad magmática e hidrotermal. El principal exponente de esta actividad hidrotermal son las mineralizaciones de Sierra Almagrera, Herrerías y Garrucha, que han sido objeto de intensa explotación desde la antigüedad hasta fechas muy recientes.

Al Oeste de Cuevas del Almanzora afloran extensamente sedimentos de edad Plioceno y Pliocuaternario, marinos y continentales, que representan las últimas etapas en el proceso de relleno de la cuenca sedimentaria de Vera (Figs. 1 y 2). En estos materiales se ponen de manifiesto rasgos que atestiguan la actividad hidrotermal en la zona, en relación con la tectónica sinsedimentaria. Se trata de impregnaciones de óxidos de Fe y Mn, condicionadas por la estratificación, y que se observan en relación con fracturas, o con pequeños filoncillos de material vítreo, a partir de los cuales se producen las impregnaciones; también aparecen filones con rellenos laminados de falsa ágata y óxidos de Mn. Los indicios de actividad hidrotermal se detectan así mismo en el registro sedimentario reciente, e incluso en nuestros días.

Se evidencia así la continuidad en el tiempo geológico, más allá del Messiniense, en el Plioceno, y hasta la actualidad, de una anomalía térmica en el subsuelo de la depresión de Vera.

LOS MATERIALES SEDIMENTARIOS AL OESTE DE CUEVAS DEL ALMANZORA

Tras la desecación ligada a la crisis salina del Messiniense (Hsü, 1973), un rápido ascenso del mar inundó nuevamente la depresión de Vera. Sin embargo, por efecto de la tectónica, su paleogeografía y su morfología habían variado considerablemente con respecto a las de etapas anteriores, ocupando el mar nuevas áreas de depósito sobre el

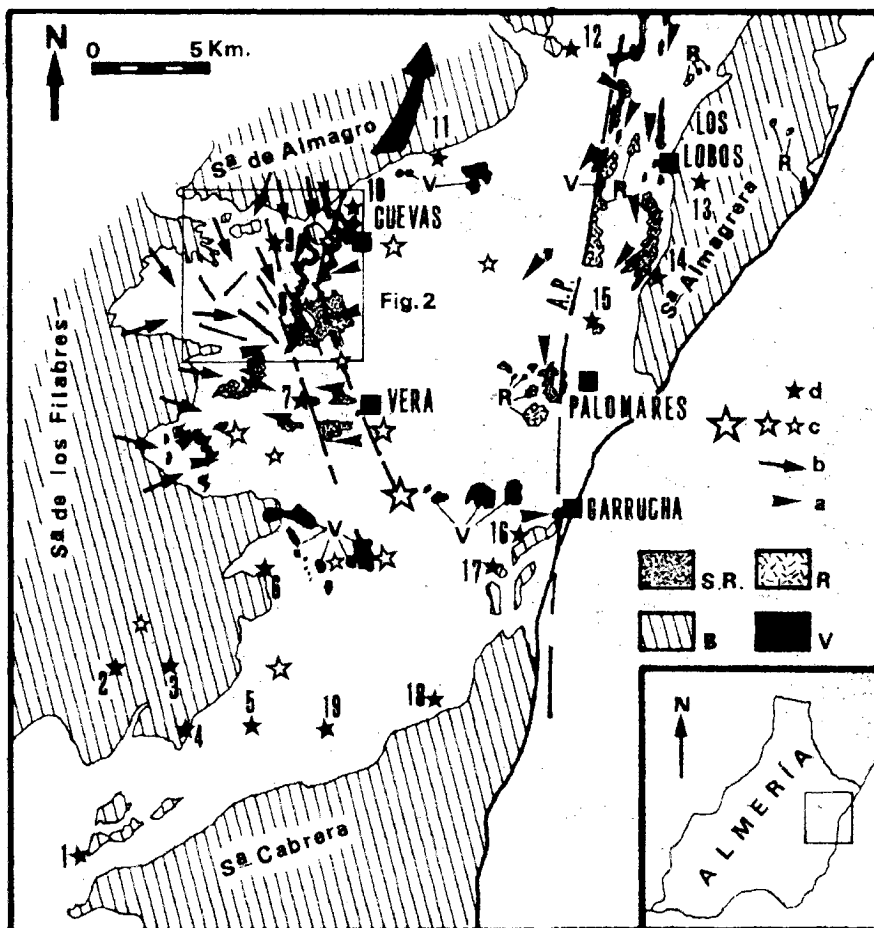


FIG. 1.- Localización geográfica del área estudiada y esquema geológico de la depresión de Vera. A.P.) Traza supuesta del Accidente de Palomares. B) Basamento bético. S.R.) Secuencia Regresiva. V) Veritas. R) Riodacitas. a) Paleocorrientes en la Secuencia Regresiva. b) Áreas fuente y paleocorrientes en la Unidad Continental. c) Epicentros de los terremotos más importantes (Junta de Andalucía, 1988). d) Indicios de actividad hidrotermal: 1) La Herrería (Tort. Sup.); 2) Serena (Tort.Mess.); 3) El Pinar (Tort.Mess.); 4) Alcornia (Mess.); 5) Travertinos de los Baños de Alfaix (Q); 6) Llanos del Saltador (Mess.); 7) El Jaroque (Plioc. Sup.); 8) El Zorzo (Plioc. Sup.); 9) Rambla del Toma-te (PlioQ); 10) Travertinos de los Baños del Calgucrín (Q); 11) Cjo. del Tío Gabriel (Tort.Mess.); 12) Pozo termal de Los Guiraos (Q); 13) El Jaroso (Tort.Mess.); 14) El Arteal (Tort.Mess.); 15) Herrerías (Tort.Mess.); 16) Raja de Ortega (Tort.Mess.); 17) El Campo (Tort.Mess.); 18) Travertinos de la Alcantarilla (Q); 19) Pozo termal de la Rambla del Gitano.

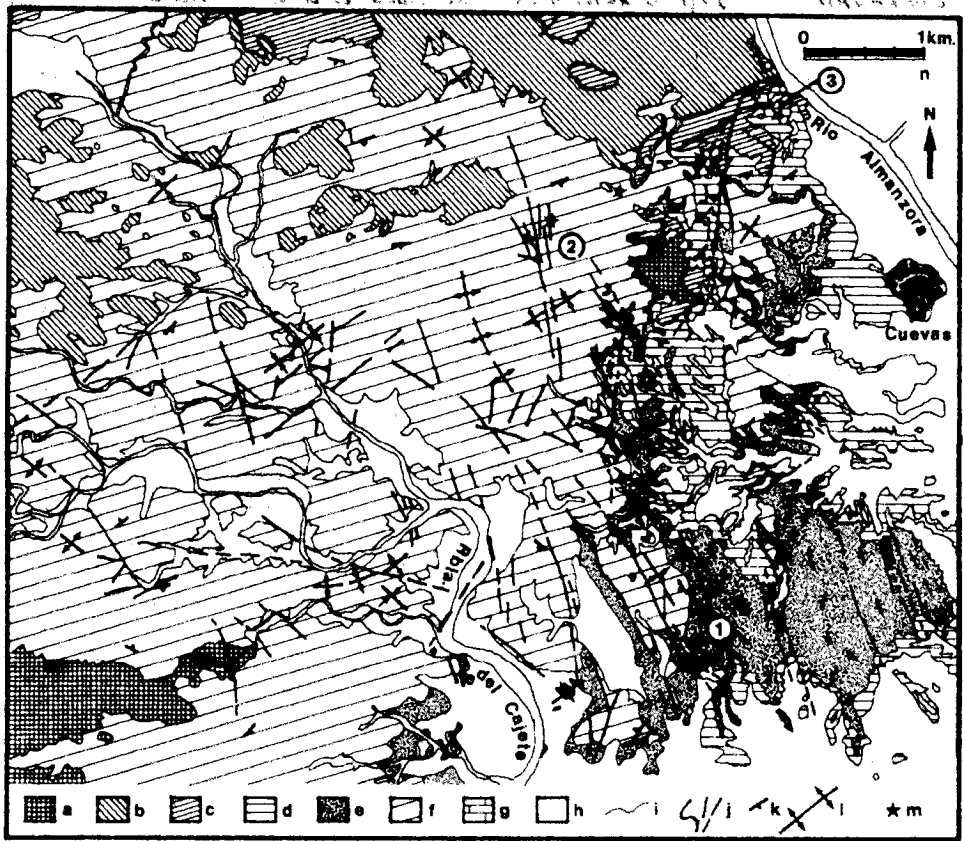


FIG. 2.- a) Complejo Nevado Filábride, Manto del Mulhacén. b) Complejo Alpujárride, Unidad del Almazora. c) Complejo Alpujárride, Unidad del Variegato. d) Secuencia Transgresiva. e) Secuencia Regresiva. f) Unidad Continental. g) Travertinos de El Calguerín. h) Depósitos aluviales y coluviales recientes. i) Contactos sedimentarios. j) Contactos mecánicos y fracturas. k) Buzamientos. l) Pliegues. m) Mineralizaciones. 1) Zona del Camino del Zorzo. 2) Zona de la cabecera de la Rambla del Tomate. 3) Zona de los Baños del Calguerín.

basamento de las sierras de los Filabres, Almagro y Almagrera, mientras que al Sur y Suroeste, parte de los sedimentos previos a la desecación constituyeron zonas ya definitivamente emergidas. La nueva cuenca presentaba un fondo compartimentado, por los efectos de la tectónica previa y por la propia morfología del paleorelieve labrado durante la desecación, en el que progresivamente se individualizaron áreas subsidentes.

Precisamente, una de estas áreas subsidentes se localiza al Suroeste de Cuevas del Almazora (Fig. 2), razón por la cual en esta zona se puede estudiar una sucesión com-

pleta y bien desarrollada del relleno sedimentario en las últimas etapas de la evolución de la depresión de Vera, previa a su definitiva puesta en erosión. Se diferencian dos secuencias deposicionales que representan, respectivamente, los depósitos agradantes y transgresivos relacionados con el ascenso del nivel del mar posterior al episodio de desecación (Secuencia Transgresiva), y los depósitos progradantes regresivos ligados a la definitiva retirada del mar (Secuencia Regresiva), y además, una unidad estratigráfica de carácter continental que representa la sustitución del medio marino por un medio aluvial, que transiciona ocasionalmente a palustre. Esta unidad de carácter continental se solapa temporalmente con parte de la Secuencia Regresiva, con la que transiciona localmente. En la fig. 3 se representan esquemáticamente las relaciones espaciales entre las diferentes unidades estratigráficas consideradas. Estas tres unidades deposicionales coinciden aproximadamente con las formaciones Cuevas, Espíritu Santo y Salmerón, diferenciadas por Völk y Rondeel (1964) y Völk (1967).

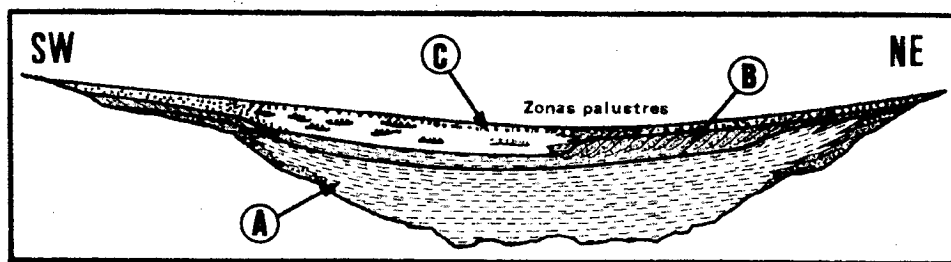


FIG. 3.- Esquema estratigráfico del relleno sedimentario posterior a la crisis messiniense de la cuenca de Vera. A) Secuencia Transgresiva (Messiniense terminal - Plioceno Inferior); B) Secuencia Regresiva (Plioceno Superior); C) Unidad Continental (Plioceno Superior - Pleistoceno).

Secuencia Transgresiva

En la zona de referencia se presentan fundamentalmente dos facies litológicas relacionadas lateralmente. Por un lado, las facies más características de la Fm. Cuevas de Völk (1967), consistente en margas limoso-arenosas, de tonos amarillentos en superficie y azulados en corte fresco, habitualmente masivas o con estratificación poco marcada, y en ocasiones con intercalaciones centimétricas a decimétricas de areniscas micáceas; representa los depósitos de fondo de cuenca. Por otro lado, en los bordes, existen conglomerados litorales, calcarenitas y calciruditas bioclásticas propias de depósitos costeros y de plataforma, que transicionan hacia centro de cuenca a las facies margosas previamente descritas.

La transgresión posterior a la desecación messiniense se inicia mediante pulsaciones bruscas que constituyen verdaderas inundaciones (Barragán y Martín Penela, 1994), depositándose las margas limoso-arenosas de fondo de cuenca directamente sobre los sedimentos previos o incluso sobre el basamento, sin dar lugar a la formación de depósitos transgresivos. Posteriormente, la velocidad del ascenso del nivel del mar disminuye, y es entonces cuando da tiempo a la formación de depósitos litorales groseros y de calcarenitas y calciruditas bioclásticas de plataforma, que representan las últimas etapas de ascenso de nivel del mar y el episodio de nivel del mar alto (*high stand*).

La Secuencia Transgresiva ha podido ser datada mediante foraminíferos y nannoplancton como Messiniense Terminal - Plioceno Inferior (Barragán *et al. in prep.*).

Secuencia Regresiva

Incluye diversas facies litológicas, interrelacionadas, que definen un complejo sistema de lóbulos deltaicos progradantes hacia las zonas más profundas de la cuenca. Las facies más características corresponden a conglomerados homométricos, de cantos redondeados, que raramente alcanzan el decímetro de diámetro, muchas veces de naturaleza cuarzosa, autosoportados o con matriz arenosa, que se organizan en capas fuertemente inclinadas (25-30°) de orden decimétrico a métrico, y que representan los *fore-sets* de lóbulos deltaicos de tipo Gilbert (Völk, 1966; Postma y Roep, 1985), depositados fundamentalmente por mecanismos gravitacionales. Estas facies de conglomerados transicionan hacia el centro de cuenca a arenas conglomeráticas y a arenas micáceas, muy bioturbadas, propias del frente deltaico, y por fin a margas de fondo de cuenca que presentan la misma facies que las margas descritas en la Secuencia Transgresiva. El solapamiento lateral de los sucesivos lóbulos parece indicar una progresiva migración hacia el Sur de la principal fuente de alimentación del sistema deltaico. Entre los lóbulos pueden encontrarse facies más finas, areniscosas, limosas, o incluso facies de carbonatos laminados y diatomitas. La definitiva retirada del nivel del mar, que al menos en este área va ligada a la interrupción de aportes al sistema deltaico, se produce con oscilaciones de orden menor. La interrupción del funcionamiento del sistema deltaico queda reflejada en el encostramiento de las superficies de *fore-set* de los lóbulos deltaicos por facies calcareníticas, lumaquelas de bivalvos y gasterópodos, e incluso la instalación sobre la pendiente de bioconstrucciones de ostras, así como crecimientos de corales ahermatípicos (*Cladocora caespitosa*). Los últimos sedimentos marinos corresponden a margas y limos arenosos laminados, blancuzcos, con niveles intercalados de acumulación de conchas (*Ceritium*, *Potamides*, *Nasa*,...) que representan un ambiente de tipo *brackish*.

El sistema deltaico recibía alimentación de los relieves circundantes de la Sierra de Almagro y de la Sierra de los Filabres, pero, su principal aporte de detríticos venía dado por un importante curso de agua que ingresaba en la depresión de Vera por el Nordeste, por el pasillo de Pulpí, y que, dada la morfología compartimentada del fondo de la cuenca y la actividad subsidente del área situada al Suroeste de Cuevas, cambiaba

su dirección y dejaba sus depósitos progradando desde el Este hacia el Oeste. De este modo se explican (Veeken, 1983; Barragán Bazán, en prensa) las paleocorrientes observadas (Fig. 1) en los principales lóbulos deltaicos, que paradójicamente no se dirigen hacia la actual posición del mar, sino hacia tierra. Queda descartada por completo la posible procedencia desde un macizo situado en una posición más oriental, que ahora haya quedado sumergido en el mar, tal como fue propuesto por Völk (1966) y Alvado (1986).

Völk (1966) dató como Plioceno Superior su Fm. Espíritu Santo en base al hallazgo de *G. crassaformis* en una intercalación margosa entre los *fore-sets* deltaicos. Hasta la fecha no ha sido posible confirmar la datación de Völk, dado que en las muestras recogidas por el autor no se ha encontrado *G. crassaformis*, pero no obstante, la edad Plioceno Superior parece adecuada, dado que el complejo deltaico se sitúa sobre margas limoso-arenosas con *G. puncticulata* (parte más alta del Plioceno Inferior), y además, la malacofauna y los crecimientos de corales que acompañan el episodio final de paralización del delta, son correlacionables con una asociación faunística semejante, existente en la depresión de Almería (Los Juanorros), por encima de margas limosas datadas con nannoplacton como extrema base del Plioceno Superior (Martín Pérez, comunicación personal).

Unidad Continental

La progresiva retirada del nivel del mar determina el desarrollo de importantes abanicos aluviales en la base de los relieves circundantes, la Sierra de Almagro y la Sierra de los Filabres, cuyos depósitos avanzan recubriendo en discordancia erosiva, a los depósitos marinos (Figs. 1, 2 y 3); no obstante, localmente (en el acantilado de la orilla derecha del Río Almanzora, al Noroeste de Cuevas), pueden observarse transiciones graduales desde los depósitos continentales a las facies de *fore-sets* deltaicos de la Secuencia Regresiva, por lo que hay que admitir que al menos parte de la Unidad Continental representa las facies de *top-sets* del sistema deltaico.

Desde los bordes de las sierras circundantes hacia el centro del área subsidente podemos distinguir una sucesión de facies que van transicionando lateralmente desde facies típicas de abanico aluvial proximal, a facies de abanico medio y distal, y a facies de llanura de inundación, llegando incluso a formarse en las posiciones más distales (Fig. 3) depósitos de margas blancuzcas y rosadas, y de calizas grumosas, que representarían facies de tipo palustre.

Las facies más proximales están constituidas por conglomerados ocre y rojizos, heterométricos, masivos o groseramente estratificados, con cantos poco redondeados, de hasta 40 cm de diámetro, con texturas que revelan su depósito mediante flujos masivos de tipo *debris-flow*. Hacia posiciones más distales los conglomerados van disminuyendo el tamaño de sus cantos, que se hacen más homométricos y redondeados, y se intercalan con arenas y limos rojos. Estos limos rojos van incrementando su presencia hacia el centro de la cuenca, mientras los conglomerados y arenas quedan reducidos a

pasadas que se acuñan lateralmente, o a cuerpos canalizados de base erosiva. En las posiciones más distales son predominantes las facies lutíticas rojas, apareciendo localmente margas blancuzcas o rosadas, calizas grumosas blancas, e incluso pequeños horizontes de yesos o carbonosos, que nos informan de la existencia de áreas no muy extensas, en las que intermitentemente se desarrollaron ambientes lagunares o palustres.

La localización de las áreas en las que aparecen las facies palustres está claramente condicionada por la propia morfología de los lóbulos deltaicos de la Secuencia Regresiva, dado que, al retirarse definitivamente el mar, constituyeron relieves situados en posición distal con respecto al sistema aluvial, dificultando el drenaje de la cuenca hacia la nueva línea de costas, más hacia el Este. La Unidad Continental termina a techo con niveles de conglomerados grises, relativamente homométricos, fuertemente encostrados por carbonatos de tipo caliche, que se superponen incluso a las facies distales referidas más arriba. La presencia localizada de pisolitos vadosos entre los caliches atestigua aún el dificultoso drenaje de la red fluvial de la zona. Estos niveles parecen representar el episodio de colmatación del área subsidente considerada, previo a su disección erosiva.

No existen dataciones acerca de esta Unidad Continental, pero las transiciones laterales existentes entre los depósitos continentales y los deltaicos, determinan su atribución al menos en parte al Plioceno Superior, aunque probablemente se extienda hasta el Pleistoceno.

EVOLUCIÓN TECTÓNICA

Si bien durante el depósito de la Secuencia Transgresiva, al menos en esta zona de la depresión, parece darse un período de relativa calma tectónica, el inicio de la regresión viene acompañado de una considerable reactivación, que perdura en el tiempo hasta la definitiva retirada del nivel del mar, e incluso hasta la actualidad. Esta actividad tectónica se manifiesta en la formación de distintos juegos de fallas y diaclasas, así como de pliegues abiertos de escala hectométrica a kilométrica. Su efecto se detecta en el reparto de facies sedimentarias, en la localización de los focos subsidentes y en la dinámica de los sistemas deposicionales deltaico y continental descritos anteriormente.

Como se puede observar en el mapa de la fig. 2, las direcciones predominantes de las fracturas y de los pliegues no se reparten uniformemente por todo el área, sino que, aún refiriéndonos a episodios coetáneos, predominan unas u otras según la zona considerada. Este hecho parece responder a la manifestación epidérmica, en el recubrimiento sedimentario, de las deformaciones que tienen lugar en el basamento, que es heterogéneo y que soporta una compleja herencia tectónica neógena. Por otro lado, el análisis de las superficies de las fallas, revela en muchos casos funcionamiento bajo regímenes de esfuerzos diferentes a lo largo del tiempo. Por estas razones la deducción del estado de esfuerzos a partir de estructuras concretas, puede tener un valor sólo local y momentáneo en el tiempo.

El análisis de las estructuras y de su relación temporal con los materiales afectados permite distinguir tres mecanismos tectónicos diferentes que se solapan temporalmente. En primer lugar, un mecanismo transtensivo sinistroso que se refleja fundamentalmente en fracturas N 10°-25° E, subverticales o fuertemente buzantes hacia el Este; probablemente este mecanismo haya condicionado la migración hacia el Sur de los lóbulos deltaicos. El comienzo de su actividad parece coincidir con el inicio del episodio regresivo, es decir en el Plioceno Inferior más alto, para posteriormente ir amortiguándose durante la definitiva retirada del mar y el depósito de la Unidad Continental.

En segundo lugar, una dinámica distensiva de dirección cambiante, entre NE-SW y E-W, que se refleja en fallas normales, a veces con cierta componente dextrorsa, cuyas direcciones oscilan entre N 120° E y N-S, y que constituyen el rasgo estructural más importante de la zona. Este mecanismo comienza a actuar también en el momento del inicio del episodio regresivo, coexistiendo con el anterior, y llegando a ser predominante en el momento de la definitiva retirada del mar y el inicio del depósito de la Unidad Continental (Plioceno Superior). La mayoría de las fracturas buzant hacia el Este, rompiendo en escalones contrapendiente la superficie de los lóbulos deltaicos, siendo en ocasiones ésta la causa de la migración del lóbulo; en otros casos los sedimentos deltaicos rellenan el escalón creado y sobrepasan la fractura. La interrupción de aportes detríticos al sistema deltaico que se detecta previamente a la definitiva emersión, parece haber estado relacionada con la actividad de estas fracturas, que van levantando sucesivamente los bloques más occidentales, forzando al principal curso alimentador del sistema deltaico a cambiar su dirección, probablemente dirigiéndose hacia la situación actual del mar.

Existe cierta relación entre la dirección de las fracturas y su buzamiento, de modo que las fracturas de dirección más cercana a N-S presentan buzamientos verticales o subverticales, mientras que las más cercanas a N 120° E presentan buzamientos menores, que en algunos casos no superan los 40°. Así mismo, las fracturas buzantes hacia el Este suelen presentar menores buzamientos que aquellas que lo hacen hacia el Oeste. Aunque con menor frecuencia, también se producen fracturas normales de dirección N 45°-70° E, que evidencian una extensión subordinada de dirección NW-SE.

Las manifestaciones hidrotermales aparecen asociadas siempre con la dinámica distensiva. También en relación con este mismo mecanismo están los abundantísimos filoncillos de yeso existentes en las margas limoso-arenosas de la Secuencia Transgresiva, y en las facies más distales del propio sistema deltaico, que muestran direcciones coherentes con dicha situación tectónica (Fig. 4). Así mismo, en la parte inferior de la Unidad Continental, se observan localmente diaclasas de tensión, de direcciones igualmente coherentes, y rellenas en este caso por una matriz pulvurulenta carbonatada.

Por fin, se detecta un tercer mecanismo de carácter compresivo, que manifiesta su máxima actividad en los momentos finales del depósito de la Unidad Continental y con posterioridad (Pleistoceno). Se refleja en la existencia de pliegues abiertos, decamétricos a hecto-métricos, de direcciones variables, aunque predominan NE-SW y NNW-SSE, así como por pequeños movimientos inversos o transpresivos en fracturas comprendidas entre N 30° E y N 30° W.

No es fácil establecer un único sistema de esfuerzos congruente con las diversas estructuras observadas, sino que más bien parecen responder a una serie de pulsaciones compresivas intermitentes, de direcciones variables, no sólo en el tiempo, sino también en función del comportamiento de los distintos bloques de un basamento previamente fracturado.

Se aprecia como más antigua la generación de pliegues de dirección NE-SW, que no llega a afectar a los últimos niveles de colmatación de la Unidad Continental, los cuales en cambio, sí se ven afectados por los pliegues NNW-SSE y por los pequeños movimientos inversos y transpresivos, predominantemente dextrosos, en abundantes fracturas cercanas a N 30° W, y más raramente sinistrosos en las escasas fracturas de dirección N 10° - 30° E. Aunque de modo subordinado, el mecanismo distensivo descrito en segundo lugar, también ha seguido actuando durante el depósito de la Unidad Continental, si bien el depósito de los últimos niveles de colmatación parecen determinar el final del carácter subsidente del área.

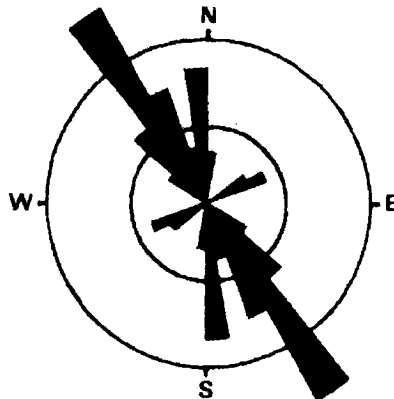


FIG. 4.- Direcciones predominantes en los filoncillos de yeso de los sedimentos pelíticos de las secuencias Transgresiva y Regresiva. (A partir de 250 medidas tomadas aleatoriamente en la zona estudiada; intervalos de 10°)

Con posterioridad la actividad tectónica ha continuado en la región, como lo atestiguan los frecuentes terremotos registrados en la zona (Fig. 1), de entre los que señalaremos el de Febrero de 1518, de intensidad IX (Mercalli), y que destruyó por completo la población de Vera. Con referencia al área al Oeste de Cuevas que nos ocupa, los principales terremotos registrados alinean sus epicentros siguiendo una dirección NW-SE, en relación con el principal sistema de fracturas reconocido.

Los resultados que se obtienen del análisis tectónico y tectosedimentario de la zona, parecen reflejar el efecto a escala local de la torsión sinistrorsa de la Sierra de Almagro con respecto a la Sierra de los Filabres (Fig. 1), en un régimen generalizado distensivo

de dirección NE-SW a E-W, concomitante con pulsaciones compresivas NW-SE. Estos datos son congruentes con los obtenidos por Galindo Zaldívar *et al.* (1993), en base al análisis de paleoesfuerzos y de mecanismos focales de terremotos.

MANIFESTACIONES HIDROTERMALES PLIOCENAS

En el área considerada, las principales manifestaciones hidrotermales aparecen como impregnaciones mineralizantes, fundamentalmente de óxidos de Fe y en menor proporción de Mn, en los sedimentos conglomeráticos y areniscosos del sistema deltaico de la Secuencia Regresiva. Las impregnaciones se muestran condicionadas por la estratificación, afectando sólo a determinados horizontes, y extendiéndose dentro de ellos en función de la porosidad y permeabilidad del sedimento, llegando a constituir un verdadero cemento entre los clastos. Si bien en un principio podría pensarse en un origen supergénico o diagenético para estas mineralizaciones, existen argumentos suficientes para asegurar su origen hidrotermal.

En primer lugar su propio reparto espacial, localizado, y siempre en relación con fracturas; es frecuente observar la máxima mineralización junto a la fractura, a partir de la cual se extiende pendiente abajo por el *fore-set* deltaico, disminuyendo en intensidad hasta desaparecer, mientras que al otro lado de la fractura la mineralización es mínima o ausente. En segundo lugar, las abundantes estructuras «*liesegang*» que se observan exclusivamente en las capas mineralizadas, reflejan el avance de los fluidos a favor de la pendiente original, y de techo a muro, lo cual es incompatible con un origen estrictamente sedimentario de las mineralizaciones, y además difícilmente explicable por procesos diagenéticos, dado que, en ningún caso las mineralizaciones se encuentren asociadas a otros tipos de estructuras post-deposicionales acordes con el ambiente sedimentario en cuestión (estructuras de escape de fluidos, *slumping*, estructuras de carga,...etc). Por fin, como argumento definitivo, está la existencia de filoncillos secantes a la estratificación, en los que se aprecia un relleno negro de naturaleza vítrea, aparentemente de naturaleza volcánica, a partir de los cuales se producen impregnaciones mineralizantes. En el Camino del Zorzo (Zona 1, figs. 2 y 5) afloran dos de estos filoncillos, subverticales, con direcciones N 65° E y N 125° E, que cortan un nivel de arenas micáceas groseras.

De lo expuesto puede deducirse un aporte intermitente de fluidos hidrotermales a favor de fracturas, hasta niveles superficiales del aparato deltaico, o incluso vertiendo al propio fondo marino, que impregnarían los sedimentos desde la fractura, pendiente abajo en función de la porosidad y permeabilidad de los materiales. Algunas de estas mineralizaciones fueron explotadas artesanalmente en el pasado para la obtención de pigmentos, y actualmente, las zonas menos cementadas de los lóbulos deltaicos son explotadas para la obtención de áridos, muchas veces con fin ornamental, dada su tonalidad anaranjada a causa de la impregnación mineralizante (áridos de tipo «albero»).

Por otro lado, en la parte inferior de la Unidad Continental, localizado en la cabecera de la Rambla del Tomate (Zona 2, fig. 2), aparece un enjambre de filones, de di-

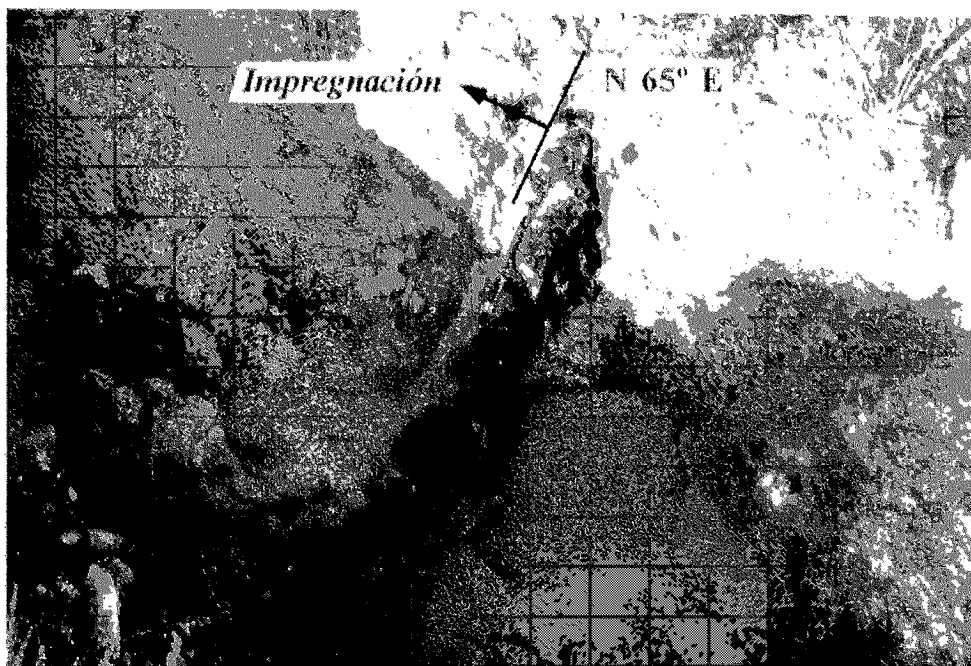


FIG. 5.- Filoncillo hidrotermal en el Camino del Zorzo

recciones variables entre N-S y N 30° W, con corridas de hasta 400 m y potencias cercanas a los 2 m. Estos filones se encuentran rellenos por láminas de falsa ágata, entre las que se intercalan capas de óxidos de Mn. Los filones, subverticales, cortan a la estratificación, acuñaéndose lateralmente en el sentido de la dirección. Verticalmente, hacia techo de la Unidad Continental, los filones se ramifican en filones de menor magnitud, que se abren en abanico mostrando buzamientos menores, desde 70° W hasta 45° E (Fig. 6), al tiempo que se acúan hasta desaparecer. Aunque el movimiento inicial de las fracturas muestra pequeños saltos en vertical, en un esquema de *horsts* y fosas, en los rellenos no se aprecian estrías ni otros indicadores de movimiento relativo durante o después de su formación.

Las rocas en las que encajan estos filones son conglomerados groseros y heterométricos, con matriz lutito-arenosa roja, irregularmente estratificados, que corresponden a facies proximales y medias de abanicos aluviales. La naturaleza de los clastos es variada, y aunque son frecuentes los cantos carbonatados, predominan los de naturaleza silíceas; no se aprecian indicios llamativos de disolución en los clastos carbonatados. Los filones terminan desapareciendo en vertical en niveles conglomeráticos grisáceos que muestran un mayor grado de cementación carbonatada que los niveles infrayacentes. Se debe descartar pues, dada la propia litología de los sedimentos y la morfología de los filones, un posible origen supergénico (relleno kárstico), o diagenético para los mismos.

Los filones se encuentran rellenos por sucesivas capas de falsa ágata, de espesores de orden milimétrico a centimétrico, usualmente de color blanco lechoso, y más raramente beige, con superficies de aspecto botroidal. Entre las láminas de falsa ágata se intercalan capas de óxidos de Mn, también con aspecto botroidal y con semejantes espesores, a partir de las cuales se presentan frecuentemente crecimientos dendriformes. En algunos casos, en zonas profundas de los filones, se observa así mismo presencia de óxidos de Fe. La disposición de las láminas refleja un crecimiento desde las paredes del filón hacia el centro, hasta rellenarlo incluso por completo, englobando fragmentos caídos de conglomerados de la roca de caja. Las láminas del relleno se disponen habitualmente paralelas a las paredes de los filones, aunque a veces, especialmente en las zonas apicales, presentan distorsiones e incluso llegan a mostrarse horizontales, reflejando un proceso de crecimiento agradable por embalsamiento del fluido; estas características, así como la ramificación apical de los filones parece reflejar el ascenso de los fluidos hasta niveles cercanos a la superficie.

Los depósitos de óxidos de Mn son más abundantes en las proximidades de las paredes de los filones, disminuyendo progresivamente hacia el centro, hasta quedar el relleno constituido en exclusiva por falsa ágata, indicando un progresivo cambio en el quimismo del fluido mineralizante, que termina siendo simplemente una solución carbonatada. El mayor grado de cementación de los niveles conglomeráticos en los que mueren los filones, sugiere la dispersión final en los sedimentos del fluido carbonatado terminal.

En otras zonas, en el muro de la Unidad Continental, aparecen también impregnaciones de óxidos de Fe semejantes a las descritas en materiales de la Secuencia Regresiva, pero en estos casos, con los datos de que dispongo, no puede asegurarse que su origen sea estrictamente hidrotermal.

A falta de un estudio detallado de la mineralogía y del quimismo de estas manifestaciones hidrotermales, el carácter predominante de los óxidos de Fe y Mn, parece indicar una relación de parentesco con las manifestaciones hidrotermales más antiguas de otras áreas de la depresión (Herrerías, Almagrera o Garrucha), aunque reflejando quizás una paulatina disminución de la temperatura y la consiguiente atenuación del proceso.

De lo expuesto en los apartados anteriores, puede deducirse que las manifestaciones hidrotermales descritas se localizan temporalmente en el Plioceno Superior, aunque sin descartar que pudieran alcanzar, en el caso de las que afectan a la Unidad Continental, a la parte más baja del Pleistoceno; es decir contemporáneas con el período de mayor actividad del mecanismo distensivo que genera las fracturas normales N-S a N 120° E. Probablemente también exista una relación genética entre este episodio de distensión tectónica y de hidrotermalismo, y la formación de los abundantísimos filoncillos de yeso, existentes en las margas limoso-arenosas de la Secuencia Transgresiva y en las facies distales de la Secuencia Regresiva; un anómalo flujo térmico, ligado al hidrotermalismo, puede haber facilitado la circulación convectiva del agua atrapada en los sedimentos, y propiciado así la formación de los filoncillos secundarios de yeso, sin que se pueda descartar incluso el aporte de fluidos hidrotermales sulfatados en el proceso.



FIG. 6.- Zona apical de un filón de falsa ágata y óxidos de Mn en la cabecera de la Rambla del Tomate

ENCUADRE GEOLÓGICO Y CRONOLÓGICO DE LAS MANIFESTACIONES MAGMÁTICAS E HIDROTERMALES DE LA DEPRESIÓN DE VERA

La depresión sedimentaria de Vera, adquiere sus rasgos morfológicos y estructurales más importantes, tras un episodio de intensa actividad tectónica, en el tránsito Tortoniense-Messiniense, inaugurándose una nueva paleogeografía muy diferente de la que ofrecía durante el Tortoniense. Es a partir de este momento cuando se manifiesta más nítidamente la actividad magmática e hidrotermal.

En la depresión de Vera afloran extensamente rocas volcánicas de dos tipos, «veritas», de tipo lamprofítico, y riocacitas de tipo shoshonítico ultrapotásico (Fig. 1). Las dataciones absolutas de estas rocas (Nobel *et al.*, 1981; Bellon *et al.*, 1983), arrojan edades que van desde 10⁷8 a 7⁶ m.a. según los autores, es decir Tortoniense o incluso más antiguo, pero, la validez de estos datos no parece ofrecer garantía, y usualmente se atribuye el vulcanismo riocacítico al Tortoniense Superior, y el vulcanismo lamprofítico

al Messiniense. Los datos de campo y las dataciones micropaleontológicas revelan que el vulcanismo lamprofítico es en todo caso intra-Messiniense. El vulcanismo riodacítico, que se supone más antiguo, pero cuya edad más baja no se ha podido determinar con métodos relativos, muestra en algunas zonas transiciones graduales al vulcanismo de tipo lamprofítico, e incluso se superpone sobre él (La Sierrecica); por otro lado, en el afloramiento de riodacitas del Cabezo del Monje, unos 2 Km. al noroeste de la pedanía de Los Lobos, aparecen incluidos entre las rocas volcánicas, y metamorizados por contacto, los restos de facies carbonatadas arrecifales, características del Messiniense. Por tanto, el vulcanismo riodacítico, que al igual que en la zona de Mazarrón parece estar emparentado genéticamente con el lamprofítico (Larouzière y Bordet, 1983), puede que iniciara su actividad en el Tortoniense, pero con seguridad se mantiene activo hasta bien entrado el Messiniense.

Las mineralizaciones de Sierra Almagrera, Herrerías y Garrucha, descritas en detalle por Alvado (1986), Martínez Frías *et al.* (1988), Ott d'Estevou *et al.* (1990), Martínez Frías (1991), Martínez Frías *et al.* (1992), López Gutiérrez *et al.* (1992), Martínez Frías y Benito García (1993), López Gutiérrez *et al.* (1993) y Martínez Frías y García Guinea (1993), son referidas habitualmente en probable relación genética con las rocas volcánicas shoshoníticas, si bien no se han detectado mineralizaciones que armen directamente en los macizos volcánicos; únicamente existen algunos indicios de mineralización, cuyo estudio está por realizar, en el Cerro Colorado, unos 2'5 Km. al WSW de Palomares. No obstante, sí han sido descritas (Alvado, 1986) alteraciones fumarolianas e hidrotermales en las rocas volcánicas riodacíticas, que han condicionado la formación de bentonitas y de alunita, objeto de explotación.

Las mineralizaciones afectan tanto al basamento metamórfico (Sierra Almagrera y Herrerías), como a materiales sedimentarios del Tortoniense Superior y del Messiniense (Herrerías y Garrucha). Particularmente interesante como trampa para los fluidos mineralizantes son las calcarenitas y calizas de algas que definen el tránsito Tortoniense-Messiniense. En la cumbre del cerro Virtud, en Herrerías, se aprecia claramente como el proceso de mineralización prosigue aún unos metros en los primeros niveles margosos messinienses, disminuyendo paulatinamente hasta desaparecer. Las mineralizaciones de Herrerías son consideradas (Martínez Frías, 1993) como mineralizaciones hidrotermales submarinas sin a postdeposicionales, y se admite como edad de su inicio el Tortoniense Superior, aunque probablemente alcanzaron su apogeo en el tránsito Tortoniense-Messiniense. En el registro sedimentario de la depresión de Vera no hay indicios de mineralizaciones neógenas con anterioridad al Tortoniense Superior, y aún en esta época son poco numerosos y de escasa entidad, si se exceptúan los casos de Herrerías y Garrucha.

La crisis salina messiniense del Mediterráneo (Hsü, 1973), queda reflejada de forma compleja en el registro sedimentario de la depresión de Vera (Barragán y Martín Penela, 1994), dada la interacción entre la actividad tectónica sinsedimentaria, que compartimenta la cuenca, y los cambios eustáticos; la retirada del mar conlleva la formación de importantes superficies de erosión, sobre las que transgreden nuevos sedimentos margosos con el retorno a las condiciones marinas normales. En Herrerías, al

Este del Cerro Virtud, se aprecia bien esta superficie de discordancia erosiva, superponiéndose las margas limoso-arenosas de la Secuencia Transgresiva descrita más arriba (Fm. Cuevas de Völk, 1967), sobre las margas con pasadas de areniscas turbidíticas del Messiniense anterior a la crisis (Fm. Turre de Völk, 1967), subrayando la discordancia un conglomerado de base, alimentado por cantos de areniscas turbidíticas de la formación infrayacente.

Las margas de la Fm. Cuevas han sido referidas habitualmente en la bibliografía como de edad Plioceno Inferior, pero un análisis detallado de esta unidad (Barragán et al. *in prep.*; Barragán y Martín Penela, 1994) evidencia que en su base presenta aún indicadores de edad Messiniense, ocurriendo el tránsito Messiniense-Plioceno en continuidad dentro de ella. Por tanto, el retorno a las condiciones marinas normales tras la crisis salina, tiene lugar aún dentro del Messiniense. Es en estas margas limoso-arenosas, posteriores a la crisis, donde se han descrito (Martínez Frías *et al.*, 1992; Martínez Frías, 1993; Martínez Frías y García Guinea, 1993) las últimas manifestaciones hidrotermales de Herrerías, consistentes en fumarolas submarinas. En Sierra Almagrera, en el contacto entre el basamento metamórfico y los sedimentos de la Secuencia Transgresiva (Fm. Cuevas) que lo recubren, también aparecen mineralizaciones en los niveles sedimentarios más basales, que han sido, precisamente por estar mineralizados, erróneamente atribuidos al Tortoniense Superior (Alvado, 1986).

Las más significativas mineralizaciones de la depresión de Vera y buena parte de los afloramientos de riocacitas, parecen alinearse siguiendo la traza del llamado «accidente de Palomares» (Fig. 1); un gran desgarre de carácter sinistroso, propuesto como responsable de la torsión y del desplazamiento de las estructuras béticas desde Sierra Cabrera hasta Sierra Almagrera (Völk, 1967; Bousquet y Montenat, 1974; Bousquet *et al.*, 1975; Weijermars, 1987; Montenat *et al.* 1987; Larouzière *et al.*, 1988). Esto ha inducido a pensar en la existencia de una relación genética entre el magmatismo y las mineralizaciones con la actividad de este accidente tectónico (Alvado, 1986; Montenat *et al.*, 1987), proponiéndose incluso etapas de movimiento dextroso para el mismo (Martín Escorza y López Ruiz, 1988). Sin embargo, el magmatismo de esta misma etapa se manifiesta extensamente en otras áreas de la depresión (Fig. 1) situadas más al Oeste, o incluso fuera de ella, al Este, al otro lado de Sierra Almagrera (Cala Panizo, Las Vacas). Así mismo existen abundantes indicios de actividad hidrotermal dispersos en la depresión (Fig. 1), entre los que destacaremos las mineralizaciones de El Pinar, en Bédar, que afectan al basamento metamórfico de la Sierra de los Filabres, pero también a las calcarenitas y calizas de algas del tránsito Tortoniense-Messiniense que lo recubren. Por tanto, el magmatismo y el hidrotermalismo presentes en la depresión de Vera, aunque de algún modo se hayan visto favorecidos por la particular disposición estructural del accidente de Palomares, deben corresponder a la manifestación en superficie de una anomalía mayor, de carácter regional, en profundidad, precisamente en una zona donde la corteza parece cambiar bruscamente de espesor (Banda y Ansorge, 1980; Banda *et al.*, 1992), desde aproximadamente 30 km bajo la Sierra de los Filabres hasta unos 15 km bajo Sierra Almagrera.

La continuidad temporal de esa anomalía más allá del Messiniense, aunque atenuada, queda atestiguada por las manifestaciones hidrotermales estudiadas en el presente trabajo, pero incluso puede seguirse hasta la actualidad. Concretamente, en el área considerada al Oeste de Cuevas del Almanzora, habría que hacer mención de unos curiosos travertinos aflorantes al Noroeste de Cuevas, en la orilla derecha del Río Almanzora, en el paraje conocido como Baños de Los Cocones o de El Calguerín (Zona 3, fig. 2). Estos travertinos, depositados por un manantial termal actualmente seco, pero de cuya existencia hay registro histórico, incluyen depósitos de yeso y de óxidos de Fe que, incluso han sido objeto de explotación para pigmentos. En otras áreas de la depresión de Vera existen también depósitos de travertinos subactuales, probablemente en relación con manantiales termales, como es el caso de los existentes en los Baños de Alfaix o en La Alcantarilla. Por fin, el carácter termal de las aguas subterráneas afloradas en sondeos (Los Guiraos, Turre, Mojácar...), o en las propias labores mineras (Almagrera), así como su muchas veces anómalo quimismo, revelan la continuidad hasta nuestros días de una anomalía geotérmica de carácter regional bajo el subsuelo de la depresión de Vera.

Agradecimientos

El presente estudio ha sido llevado a cabo dentro de las actividades del Grupo de Trabajo nº 4085, «Análisis y dinámica de cuencas», financiado por la Junta de Andalucía. Agradezco a D. José Antonio Martín Pérez las detalladas dataciones micropaleontológicas realizadas, así como sus informes sobre los materiales pliocenos de la depresión de Almería. Igualmente agradezco a D. Antonio Checa y a D. Julio Aguirre sus informaciones sobre la macrofauna del Plioceno Superior, tanto en la depresión de Vera como en la de Almería.

BIBLIOGRAFÍA

- ALVADO, J.C. (1986).- «Sédimentation, déformation et manifestations magmatiques néogènes associées au couloir de décrochement de Palomares: Bassin de Vera (Sud-Est de l'Espagne)». *Tesis doct. Univ. P. et M. Curie, Paris*.
- BANDA, E. y ANSGORGE, J. (1980).- «Crustal structure under the central and eastern part of the Betic Cordillera». *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 63, 515-532.
- BANDA, E., GALLART, J., GARCÍA DUEÑAS, V., DAÑOBBETTIA, J.J. Y MAKRES, J. (1992).- «Lateral variations of the crust in the Iberian peninsula. New evidence from the Betic Cordillera». *Tectonophysics*, 221, 53-66.
- BARRAGÁN BAZÁN, G. (En prensa).- «El cañón del Río Almanzora en la Sierra de Almagro: Un rasgo cuaternario Implicaciones paleogeográficas». *Libro monográfico sobre el Cuaternario en Andalucía Oriental. AEQUA*.
- BARRAGÁN, G. Y MARTÍN PENELA, A.J. (1994).- «Diversidad en el registro sedimentario de la crisis messiniense en la cuenca de Vera (Almería). Análisis e interpretación». *Libro de comunicaciones del II Congreso del Grupo Español del Terciario*, 59-62.

- BELLON, H., BORDET, P. Y MONTENAT, C. (1983).- «Le magmatisme néogène des Cordillères Bétiques (Espagne): Chronologie et principaux caractères géochimiques». *Bull. Soc. géol. France*, (7), 25, 2, 205-218.
- BOUSQUET, J.C. Y MONTENAT, C. (1974).- «Présence de décrochements NE-SW plio-quaternaires dans les Cordillères Bétiques orientales. Extension et signification générale». *C.R. Acad. Sci. Paris*, 278, 2617-2620.
- BOUSQUET, J.C., DUMAS, B. Y MONTENAT, C. (1975).- «Le décrochement de Palomares: Décrochement Quaternaire sénestre du Bassin de Vera. (Cordillères Bétiques orientales, Espagne)». *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 6, 113-119.
- GALINDO ZALDÍVAR, J., GONZÁLEZ LODEIRO, F. Y JABALOY, A. (1993).- «Stress and paleostress in the Betic-Rif Cordilleras (Miocene to the present)». *Tectonophysics*, 227, 105-126.
- HSÜ, K.J. (1973).- «The dessicated deep basin model for the Messinian events». En: *Messinian events in the Mediterranean*. Utrecht, Edt. Drooger, 60-67.
- JUNTA DE ANDALUCÍA (1988).- Mapa Fisiográfico del Litoral Andaluz, Serie Mediterránea, 1:50.000. *Hojas M.F.14 y M.F.15*. ISBN 84-7595-037-X. 70 pp.
- LAROUZIÈRE, F.D. DE, Y BORDET, P. (1983).- «Sur la genèse de certains types de lamproïtes du bassin de Mazarrón (Espagne)». *C. R. Acad. Sci. Paris*, 296, S. II, 1071-1076.
- LAROUZIÈRE F.D. DE, BOLZE, J., BORDET, P., HERNANDEZ, J., MONTENAT, C. Y OTT D'ESTEVOU, PH. (1988).- «The Betic segment of the lithospheric Trans-Alboran shear zone during the Late Miocene». *Tectonophysics*, 152, 41-52.
- LÓPEZ GUTIÉRREZ, J., MARTÍNEZ FRÍAS, J., LUNAR HERNÁNDEZ, R. Y LÓPEZ GARCÍA, J.A. (1992).- «Geología y control tectónico de la mineralización hidrotermal submarina de Herrerías (Cordilleras Béticas)». *Actas III Congr. Geol. España y XII Reunión de la S.E.M.*, tomo 3, 181-186. Salamanca, 1992.
- LÓPEZ GUTIÉRREZ, J., MARTÍNEZ FRÍAS, J. Y LUNAR, R. (1993).- «Relationships between tectonics and base- and precious- metal mineralization in the Vera - Garrucha area (S.E. Spain)». *Current research in Geology Applied to Ore Deposits*. Eds. Fenoll Hach-Alf, Torres-Ruiz & Gervilla, 735-738.
- MARTÍN ESCORZA, C. Y LÓPEZ RUIZ, J. (1988).- «Un modelo geodinámico para el volcanismo Neógeno del Sureste Ibérico». *Est. Geol.*, 44, 243-251.
- MARTÍNEZ FRÍAS, J., GARCÍA GUINEA, J., LÓPEZ RUIZ, J. Y LÓPEZ GARCÍA, J.A. (1988).- «Contribución al estudio de la metalogenia del sector de Herrerías - Sierra Almagrera». 2º Cong. Geol. España, Granada, 1988, *Bol. Soc. Esp. Min.*, 11, (2), 128.
- MARTÍNEZ FRÍAS, J. (1991).- «Sulphide and sulphosalt mineralogy and paragenesis from the Sierra Almagrera veins, Betic Cordillera (SE Spain)». *Estudios geol.*, 47, 271-279.
- MARTÍNEZ FRÍAS, J., GARCÍA GUINEA, J., LÓPEZ RUIZ, J. Y REYNOLDS, G.A. (1992).- «Discovery of fossil fumaroles in Spain». *Economic Geology*, 87, 444-446.
- MARTÍNEZ FRÍAS, J. (1993).- «The Fe-Mn-Ag deposit of Las Herrerías (SE Spain)». *2nd Biennial SGA Meeting, Granada, 1993. Field Trip Guide Book*, 45-58.
- MARTÍNEZ FRÍAS, J. Y BENITO GARCÍA, R. (1993).- «Caracterización geoquímica de los depósitos ferromanganesíferos de Las Herrerías (SE Ibérico)». *Geogaceta*, 14, 150-152.
- MARTÍNEZ FRÍAS, J. Y GARCÍA GUINEA, J. (1993).- «Yacimientos de plata y chimeneas submarinas asociadas del área de Cuevas del Almanzora». En: *Recursos Naturales y Medio Ambiente de Cuevas del Almanzora, coordinado por L. García Rosell y J. Martínez Frías*. Ed. Instituto de Estudios Almerienses y Ayuntamiento de Cuevas del Almanzora, 237-262.
- MONTENAT, C., OTT D'ESTEVOU, PH., LAROUZIÈRE, F.D. DE, Y BEDU, P. (1987).- «Originalité géodynamique des bassins Néogènes du domaine Bétique oriental (Espagne)». *Notes et mémoires n° 21, TOTAL. Compagnie Française des Pétroles*, cap. 2, 11-49.
- 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.*, 60, 209-214.
- OTT D'ESTEVOU, PH., MONTENAT, C. Y ALVADO, JC. (1990).- «Le bassin de Vera - Garrucha». En: *Les bassins néogènes du domain Bétique orientale (Espagne), coordinado por C. Montenat. Doc. et Trav. IGAL, Paris, 12-13, 165-187.*
- POSTMA, G. Y ROEP, TH.B. (1985).- «Resedimented conglomerates in the bottomsets of Gilbert-type gravel deltas». *Jour. Sed. Petr.*, 55, nº6, 874-885.
- VEEKEN, P.C.H. (1983).- «Stratigraphy of the Neogene-Quaternary Pulpi Basin, Provinces Murcia and Almeria (SE Spain)». *Geol. Mijnb.* 62, 255-265.
- VÖLK, H.R. Y RONDEEL, H.E. (1964).- «Zur Gliederung des Jungtertiärs im Becken von Vera, Südostspanien». *Geol. Mijnb.* 43, S.310-315.
- VÖLK, H.R. (1966).- «Aggradational directions and biofacies in the youngest postorogenic deposits of Southeastern Spain. A contribution to the age of the East Mediterranean coast of Spain». *Palaeo. Palaeo.*, 2, 313-331.
- VÖLK, H.R. (1967).- Zur Geologie und Stratigraphie des Neogenbeckens von Vera, Südost-Spanien. *Tesis doct. Univ. Amsterdam.*
- WEIJERMARS, R. (1987).- «The Palomares brittle-ductile Shear Zone of southern Spain». *Journ. Struct. Geol.*, 9, 2, 139-157.