



ACADEMIA DE CIENCIAS
DE LA
REGIÓN DE MURCIA

EL PATRIMONIO GEOLÓGICO DE LA REGIÓN DE MURCIA

Discurso del Académico de Número
Ilmo. Sr. D. Rafael Arana Castillo
leído en la Sesión Solemne de Apertura de Curso
el día 26 de enero de 2007

Murcia
2007

EL PATRIMONIO GEOLÓGICO DE LA REGIÓN DE MURCIA

Todos los derechos reservados

Queda prohibida, salvo excepción prevista en la Ley, cualquier forma de reproducción, distribución, comunicación pública y transformación de esta obra sin contar con autorización del titular de propiedad intelectual. La infracción de los derechos mencionados puede ser constitutiva de delito contra la propiedad intelectual (arts. 270 y ss. del Código Penal).

© Academia de Ciencias de la Región de Murcia, 2006

I.S.B.N.: 84-611-3490-7

D.L.: MU-1897-2006

CONTENIDO

INTRODUCCIÓN	1
Criterios de selección	
Metodología	
ENCUADRE GEOLÓGICO REGIONAL	5
Zona Bética	
Zona Prebética	
Zona subbética	
Terciario postorogénico	
Cuaternario	
LUGARES DE INTERÉS ESTRATIGRÁFICO	11
Sierra del Carche	
La Capa Negra de Caravaca	
LUGARES DE INTERÉS GEOMORFOLÓGICO	15
Ciudad Encantada de Bolnuevo y alrededores	
Cortao de las Peñas y Cueva Negra (Fortuna)	
Cerro del Castillo (Puebla de Mula)	
LUGARES DE INTERÉS TECTÓNICO	19
Falla del Guadalentín	
LUGARES DE INTERÉS HIDROGEOLÓGICO	22
Baños termales de Mula, Archena y Fortuna	
Fuentes del Marqués	
Fuentes del Gorgotón y Almadenes	
Sondeo térmico del Saladillo (Mazarrón)	
LUGARES DE INTERÉS EDAFOLÓGICO	28
Paleosuelos de la Sierra de Carrascoy	
LUGARES DE INTERÉS PETROLÓGICO	31
Cabezo Negro de Calasparra	
Veritas de Barqueros	
El Carmolí	
Rocas volcánicas de Fortuna	
Afloramiento volcánico de La Carolina (Águilas)	
Metabasitas del Cabezo Mingote	
LUGARES DE INTERÉS MINERALÓGICO	43
Sierra minera de La Unión	
Distrito minero de Mazarrón	
Bauxitas de Zarzadilla de Totana	
Cabezo Gordo	
Mineralizaciones de la Celia (Jumilla)	
Mina María (Distrito minero de Cehegín)	
Nódulos de sanidina de Jumilla	
Prehnitas de Caravaca y Cehegín	
Baritas de San Ginés de la Jara	
BIBLIOGRAFÍA	65

Excmo. Sr. Presidente
Excmas. e Ilmas. Autoridades
Ilma. Sra. e Ilmos. Académicos
Señoras y Señores

Es para mí un gran honor y compromiso el ocupar hoy este lugar para leer el discurso que me corresponde como Académico Numerario, siguiendo el turno riguroso de antigüedad, según establece el Art. 44 de los Estatutos.

Sean mis primeras palabras de reconocimiento a mi maestro, el Dr. Rodríguez Gallego, que fue catedrático de Geología de esta Universidad y en la actualidad Prof. Emérito de la de Granada. Tras él ocupó esta cátedra el Prof. Alías, que ha realizado una extraordinaria investigación en el estudio y caracterización de los suelos de Murcia.

El tema elegido coincide con una línea de investigación a la que mi grupo ha dedicado un gran esfuerzo en las últimas décadas. Procuraré que las imágenes seleccionadas para esta exposición mitiguen parcialmente la aridez de un tema que, pese a su importancia científica, quizá quede algo lejos de su interés.

EL PATRIMONIO GEOLÓGICO DE LA REGIÓN DE MURCIA

INTRODUCCIÓN

Hay pocas regiones españolas que reúnan tantas características notables desde el punto de vista geológico como la de Murcia, sin duda debido a su especial situación en el contexto de las Cordilleras Béticas. De ahí que en un recorrido por sus zonas litorales, cadenas montañosas o depresiones interiores, se encuentren abundantes ejemplos de lugares que tienen un alto valor geológico. Los LIG (Lugares de Interés Geológico) se definen como áreas o zonas que muestran una o varias características consideradas de gran importancia dentro de la historia geológica de una región natural.

Bajo esta premisa se pone de manifiesto la necesidad de conocer mejor nuestra riqueza natural para que en una próxima etapa se puedan proteger aquellos lugares que por sus características geológicas especiales merezcan ser conservados. Iniciativas de esta índole se están llevando a cabo en otras comunidades autónomas y poco a poco se va consiguiendo alcanzar un clima de responsabilidad por parte de los

organismos competentes en la conservación de nuestro medio ambiente y en la planificación racional de los recursos naturales. En la actualidad la mayor parte estas comunidades han realizado importantes actuaciones para destacar, proteger y dar a conocer el patrimonio natural, destacando Andalucía, Castilla la Mancha, Cataluña y Valencia. Los lugares de interés geológico forman parte, sin duda, de nuestro patrimonio cultural y evidentemente pertenecen también a las generaciones futuras.

Se da el caso paradójico de que muchos de los LIG de la Región de Murcia seleccionados para su conservación, sufren en la actualidad un grave deterioro en su entorno más inmediato de tal forma que algunos puntos se han convertido en un vertedero (algunas zonas del Cabezo Gordo, Rambla del Reventón, Parque del Valle, entre otros) o han sido parcialmente eliminados por la construcción (La Manga, El Carmolí, Fortuna y otros muchos ejemplos). Únicamente las áreas más alejadas de núcleos de población o próximas a carreteras poco transitadas presentan unas condiciones de conservación todavía aceptables por lo que es evidente que aún falta mucho camino por recorrer si se quiere alcanzar un nivel europeo en la conservación del Medio Ambiente.

El Instituto Geológico y Minero de España ha llevado a cabo en los últimos años una eficaz labor en varias comunidades autónomas para poner de manifiesto estos lugares de interés geológico como primera etapa de una adecuada protección por parte de las autoridades responsables. Fruto de ello ha sido la publicación de diversas monografías (Galicia, Cantabria, Asturias, etc.), que destacan los aspectos más relevantes, con una excelente documentación gráfica y un lenguaje asequible a un amplio sector. En otros casos se ha avanzado mucho más en este campo (Cataluña, País Vasco, Comunidad Valenciana, Junta de Andalucía, Comunidad de Madrid, Castilla la Mancha, etc.), gracias al decidido apoyo de las comunidades autónomas respectivas. Se han publicado así excelentes monografías que recogen aspectos geológicos parciales o de conjunto y que representan investigaciones realizadas con bastante detalle. En este sentido, y tras un análisis detallado de la producción científica en las diversas ramas geológicas llevada a cabo por investigadores españoles y extranjeros en las últimas décadas, llama la atención observar que la Región de Murcia ocupa uno de los últimos lugares a nivel nacional en cuanto a la investigación geológica pura o aplicada financiada por su propia Comunidad. Paradójicamente, esta región queda incluida total o parcialmente en gran número de proyectos de investigación tanto de escuelas nacionales como extranjeras, lo que demuestra su enorme interés geológico.

En una investigación previa se publicó una monografía por la Agencia para el Medio Ambiente y la Naturaleza (Arana et al., 1992) que recogía 27 zonas de interés geológico. Dada su gran relevancia, esos mismos lugares quedan incluidos en otra monografía (Arana et al., 1999) junto a otros nuevos hasta un total de 75. Asimismo, algunos de ellos se han expuesto en forma de 60 fichas en un coleccionable publicado en 1998 por el Diario La Opinión de Murcia.

Criterios de selección

Teniendo en cuenta las características tectono-estratigráficas de la Región de Murcia, son numerosos los lugares que tienen un alto valor geológico, ya que se encuentran afloramientos que poseen un notable interés estratigráfico, petrológico, sedimentológico, tectónico, neotectónico, geomorfológico, minero, mineralógico, edafológico, paleontológico, etc. Prácticamente se encuentran ejemplos relevantes en todas las disciplinas geológicas, algunos de valor excepcional ya que los mejores afloramientos de varios tipos concretos se encuentran precisamente en esta región. Tal es el caso de las rocas volcánicas ultrapotásicas o lamproíticas (Jumilla, La Aljorra, Fortuna, Barqueros, etc.), yacimientos minerales (presencia de greenalita, cronstedtita, svanbergita, etc. en los yacimientos de la Sierra de Cartagena), algunas series fosilíferas jurásicas (Cehegín, Ricote, Sierra de Lugar, etc.), minerales con características especiales o poco frecuentes (nódulos de sanidina de Jumilla, prehnitas de Caravaca y Cehegín, esparraguina de La Celia, Jumilla, etc.), afloramientos volcánicos espectaculares (Sierra de la Muela, Playa de La Carolina, etc.), áreas geotermales (cinturón Mula-Archena-Fortuna, Mazarrón, zona noroeste, etc.), surgencias espectaculares de aguas subterráneas (Fuente del Gorgotón, Fuente del Marqués, Salto del Usero, etc.) o incluso, algunos efectos patentes de una neotectónica íntimamente ligada a actividad sísmica (zona del Guadalentín, Sierra del Gigante, etc.). La riqueza paleontológica y variedad de géneros representados es, sin duda excepcional. Sirvan como ejemplos la ictiofauna messiniense de la Sierra de Columbares, Campos del Río y alrededores de Lorca, la fauna del Pleistoceno inferior de la Sierra de Quibas (Abanilla), - con más de 53 especies repartidas entre gasterópodos, miriápodos, anfibios, reptiles, aves y mamíferos -, macrovertebrados (reptiles y mamíferos) del yacimiento mioceno de Librilla y de la Casa del Acero en Fortuna, fauna de roedores en La Juliana en la margen derecha del río Segura, los importantes yacimientos de mamíferos de La Alberca y Cueva Victoria, la microfauna de los alrededores de la Celia, al oeste de Jumilla, etc.

Metodología

La selección de los LIG se ha diseñado con un enfoque eminentemente práctico de manera que, además de cubrir los objetivos esenciales de la propia investigación, pueda ser útil a un amplio colectivo (aficionados a la naturaleza, profesores de E.G.B., Bachillerato y Universidad). También se ha tenido en cuenta un factor de tipo geográfico, procurando seleccionar algunos lugares relativamente próximos a núcleos importantes de población para así facilitar algunas excursiones con alumnos de diversos niveles educativos e incluir al mayor número de municipios, aunque la importancia de los lugares seleccionados es, evidentemente muy desigual. Los 75 lugares de interés geológico estudiados se han distribuido en seis zonas geográficas de la Región:

Zona A. Altiplano Jumilla Yecla, con 10 LIG (Pisadas fósiles de Hipparion y otros vertebrados del Mioceno Superior en la Hoya de la Sima, Jumilla); Sierra del Cuchillo; Sierra de la Magdalena de Yecla; Mineralizaciones de La Celia, Jumilla; Diapiro del Morrón; Nódulos de sanidina de Jumilla; Diapiro de la Rosa; Sierra del Carche; Solana de Sopalmo y Sierra Cabeza de Asno).

Zona B. Noroeste, con 10 LIG (La Capa Negra de Caravaca; Mina María, Cehegín; Alrededores de Cehegín; Prehnitas de Caravaca y Cehegín; Alrededores de Calasparra; Sierras de Serrata y Mojantes; Cejo de la Grieta; Salto del Usero de Bullas; Fuentes del Marqués y Alrededores de Moratalla).

Zona C. Centro Este. Margen izquierda del Segura, con 10 LIG (Alrededores del Rellano y meteorito de Molina de Segura; Cortao de Las Peñas y Cueva Negra de Fortuna; Sierra de Lugar; Caserío de Caprés; Sierra de la Espada-Serreta de Comalica; Rocas volcánicas de Fortuna; Cabecera del río Chícamo; Oeste de Santomera; Baños termales de Mula, Archena y Fortuna y Sierra de la Pila-La Garapacha).

Zona D. Centro Este. Margen derecha del Segura, con 16 LIG (Fuente del Gorgotón y Almadenes; Pantano de la Cierva-Fuente Caputa de Mula; Fortunitas de Puebla de Mula; Cerro del Castillo de Puebla de Mula. Fenómenos de desprendimiento; Valle del Segura entre Villanueva del Río Segura y Ricote; Cuenca de Rambla Salada de Alcantarilla; Veritas de Barqueros; Cuenca de la Rambla de Algeciras; Barranco del Infierno-Rambla de Librilla; Rambla del Pocico de Sangonera la Verde; Yacimientos de vertebrados en la vertiente meridional del Puerto de la Cadena; Paleosuelos de la Sierra de Carrascoy; Cresta del Gallo; Parque Natural de "El Valle"; Cabezo Negro de Zeneta y Mirador de Cieza).

Zona E. Campo de Cartagena-Mazarrón, con 17 LIG (Cabezo Gordo; Rambla de los Jurados; El Carmolí; San Ginés de la Jara; Mar Menor y la Manga; Calblanque; La Aljorra; Distrito minero de La Unión; Punta de Escombreras; Cabezo Mingote; Cabezo Negro de Tallante; Colada basáltica del Cabezo Negro en la Sierra de la Muela; Sondeo térmico del Saladillo en Mazarrón; Rocas volcánicas de la Rambla del Reventón; Distrito minero de Mazarrón; Bolnuevo; Las diatomitas con peces del Alto de los Ginovinos.

Zona F. Suroeste. Águilas-Lorca-Alhama-Totana, con 12 LIG (Municipio de Aledo; Borde suroeste de la Cuenca de Lorca; La Serrata de Lorca; Falla del Guadalentín; Sierra del Gigante; Sierra de Enmedio de Puerto Lumbreras; Yacimiento de celestina del Saltador en Lorca; Alto de Purias en la carretera de Lorca a Águilas; Cabo Cope y Playa de la Cola (Águilas); Castillo de Águilas y playa de Cuatro Calas; Afloramiento volcánico de La Carolina de Águilas y Valle de Malvariche en Sierra Espuña).

ENCUADRE GEOLÓGICO REGIONAL

La Región de Murcia se sitúa dentro del ámbito de las Cordilleras Béticas y en ella están representados materiales pertenecientes a las tres zonas que tradicionalmente se dividen: Prebética y Subbética (zonas externas) y Bética (zonas internas); la primera, tiene un carácter paraautóctono y las otras dos, alóctono. Cada una de éstas pueden subdividirse, a su vez, en dominios paleogeográficos de acuerdo con sus peculiaridades estratigráficas y tectónicas; así, la Zona Prebética se subdivide, de Norte a Sur, en Prebético Externo, Interno y Meridional; en la Zona Subbética se pueden distinguir los dominios de Subbético Externo, Medio e Interno; y en la Zona Bética, con una clara aloctonía, se diferencian tres complejos tectónicos que son, de abajo a arriba, Nevado-Filábride, Alpujárride y Maláguide (la escuela holandesa distingue, además, el Ballabona-Cucharón, situado entre los dos primeros, pero está hoy en desuso). Todos estos dominios y complejos tectónicos están representados en la Región de Murcia, tal como puede observarse en la figura 1.

Además de los materiales propios de las Cordilleras Béticas ligados a la tectónica principal, existen otros postorogénicos que están bien desarrollados en las depresiones interiores y en los valles aluviales; entre las primeras destacan, en la Región de Murcia, las cuencas terciarias del Campo de Cartagena, Mula-Fortuna, sinclinal de Calasparra, Moratalla,

Lorca y Rambla de Tarragoya y entre los segundos, el valle cuaternario del Guadalentín-Segura, así como importantes afloramientos de rocas volcánicas, tanto ácidas como intermedias y básicas.

Zona Bética

El Nevado-Filábride está representado en la Sierra de Almenara (considerada por el Este hasta las Lomas de Los Victorias) y en el Cabezo Gordo. Litológicamente está constituido por un tramo basal de micaesquistos, cuarcitas y gneises del Paleozoico y sobre él un tramo carbonatado de mármoles del Triás.

El complejo Alpujárride (incluido el Ballabona-Cucharón) está bien distribuido a uno y otro lado de la dorsal central nevado-filábride de la Sierra Almenara en las Sierras de Cartagena, Muela, Torrecillas, Peñones, Montesinos, Enmedio y Carrascoy. Viene representado por un tramo inferior de micaesquistos negros, cuarcitas, metaconglomerados, areniscas, diabasas y yesos atribuibles al Pérmico y otro superior de calizas, dolomías y calcoesquistos del Triásico.

El Maláguide está muy bien representado en Sierra Espuña aflorando, además, en Cabo Cope y en el Sur de la Sierra de Carrascoy. Al contrario que los otros dos complejos tectónicos ya referidos, no está constituido por dos tramos, sino que, al menos en Sierra Espuña, aparece una serie bien desarrollada, con más de 2000 m de espesor, que comprende términos más o menos continuos, desde el Devónico al Oligoceno, predominando las dolomías, calizas y conglomerados sobre los demás materiales.

Zona Prebética

El dominio del Prebético Externo está representado en la Sierra del Puerto y debido a que es el que se situaba más próximo al continente originariamente emergido, presenta una litología a base de dolomías, materiales detríticos (arenas, areniscas, calcarenitas y conglomerados) y anhidritas (yeso y sal), típicos de un medio de depósito que va desde el tipo continental al de plataforma continental, pasando por el costero y marino lagunal; en consecuencia, se produce una débil subsidencia (formaciones geológicas de pequeño espesor) y los fósiles representados son muy escasos. Existe un predominio de materiales dolomíticos jurásicos sobre los demás y el Cretácico inferior está representado por la facies detrítica de "Weald-Utrillas".

El Prebético Interno, que aparece en la Sierra del Molino y en el altiplano de Jumilla-Yecla, estaría más alejado de costas y por tanto los materiales detríticos son más escasos, dándose una litología de calizas y dolomías y en menor escala de margas y margocalizas. Los depósitos son propios de plataforma continental y presentan ya una cierta subsidencia. Existe un predominio de materiales cretácicos sobre los jurásicos y el Cretácico inferior tiene episodios marinos con Orbitolinas.

El Prebético Meridional, que aflora en Moratalla y Cieza, presenta características intermedias entre el Prebético Interno y el Subbético Externo, pues confluyen facies neríticas (calizas y dolomías) y pelágicas muy profundas (margas) con fauna de Ammonites y Globigerínidos. Se da una gran subsidencia y predominan los afloramientos cretácicos (los jurásicos son muy aislados), estando representados además, y sólo en este dominio, los correspondientes al Nummulítico. Ocuparía, dentro de la cuenca del originario geosinclinal, la zona de talud y de ahí que sean frecuentes los cambios de facies.

Zona Subbética

El dominio del Subbético Externo aflora en el frente del corrimiento subbético, al Norte del Cerro de los Frailes, proximidades de la Sierra de los Álamos y triángulo de Cehegín-Calasparra-Cieza. Está constituido por un potente tramo de materiales margosos cuya edad está comprendida desde el Albiense hasta el Oligoceno, dándose intercalaciones de areniscas hacia la base y de calizas en el Eoceno. También se le conoce como Unidad Intermedia. Sobre él, suele descansar el Trías evaporítico, aunque a veces ocurre lo contrario.

El Subbético Medio es el que presenta mayor extensión dentro del Subbético y se extiende desde la Sierra de Moratalla hasta la Sierra de Barinas, pasando por las de Mojantes, Cuerda de la Serrata, Gavilán, Quípar, Burete, Lavia, Cambrón, Oro y Pila. Destacan los afloramientos dolomítico-calizos del Lías inferior, distinguiéndose como rasgo característico la presencia de calizas con silex en el Lías superior, las intercalaciones de rocas volcánicas en el Dogger y las calizas de "filamentos" y nodulosas con Ammonites en el Malm.

El dominio del Subbético Interno es el que presenta la facies más pelágica de todos ellos, si bien no se sitúa en los sectores más meridionales, como cabría esperar, por los efectos tectónicos cabalgantes. Está muy bien representado en la Sierra de Ricote y, además de aflorar dolomías y calizas en el Lías inferior-medio y margas pelágicas de facies "capas rojas" en el Cretácico (esta característica es común en todo el

Subbético), aparecen radiolaritas en el Kimmeridgiense y rocas volcánicas interestratificadas, que ponen en evidencia la profundidad del depósito original y sobre todo su lejanía de costas. También aflora este dominio al Sur y Este de la Sierra de Ponce (Sierras de Peñarubia y La Alquería), pero sólo los términos margosos correspondientes al Cretácico y Nummulítico.

Terciario postorogénico

Ocupa ciertas depresiones entre las que destaca, por su extensión, el Campo de Cartagena, con un potente relleno neógeno margoso de más de 1000 m de espesor que presenta intercalaciones de conglomerados (hasta 500 m en el Tortoniense), calizas (100 m en el Andaluciense) y areniscas (30 m en el Plioceno). Mayores espesores de sedimentos se registran en la depresión de Mula, pues superan los 2500 m las formaciones predominantemente margosas que allí se encuentran. Los materiales pertenecientes a las dos depresiones referidas son marinos; sin embargo, los de la depresión de Lorca son fundamentalmente continentales, siendo abundantes los tramos de evaporitas.

Los afloramientos de materiales volcánicos son muy abundantes en la Región de Murcia (figura 2) y tienen especial importancia los correspondientes a las rocas lamproíticas o ultrapotásicas (figura 3), típicas de la misma.

Cuaternario

La mayor parte de los afloramientos cuaternarios son de origen continental, destacando entre todos ellos el ubicado en el valle fluvial del Guadalentín-Segura; en el alto Guadalentín precisamente se tiene constancia, por geofísica y sondeos, de la existencia de un relleno de 500 m de gravas, arenas y limos. En las costas de Mazarrón y Águilas existen afloramientos de Cuaternario marino (Tirreniense), constituidos por calizas oolíticas y areniscas con *Strombus*.

Para esta ocasión se han seleccionado 25 LIG de la Región de Murcia de interés estratigráfico (2), geomorfológico (3), tectónico (1), hidrogeológico (4), edafológico (1), petrológico (6) y mineralógico (8), cuyas características más relevantes se describen a continuación.

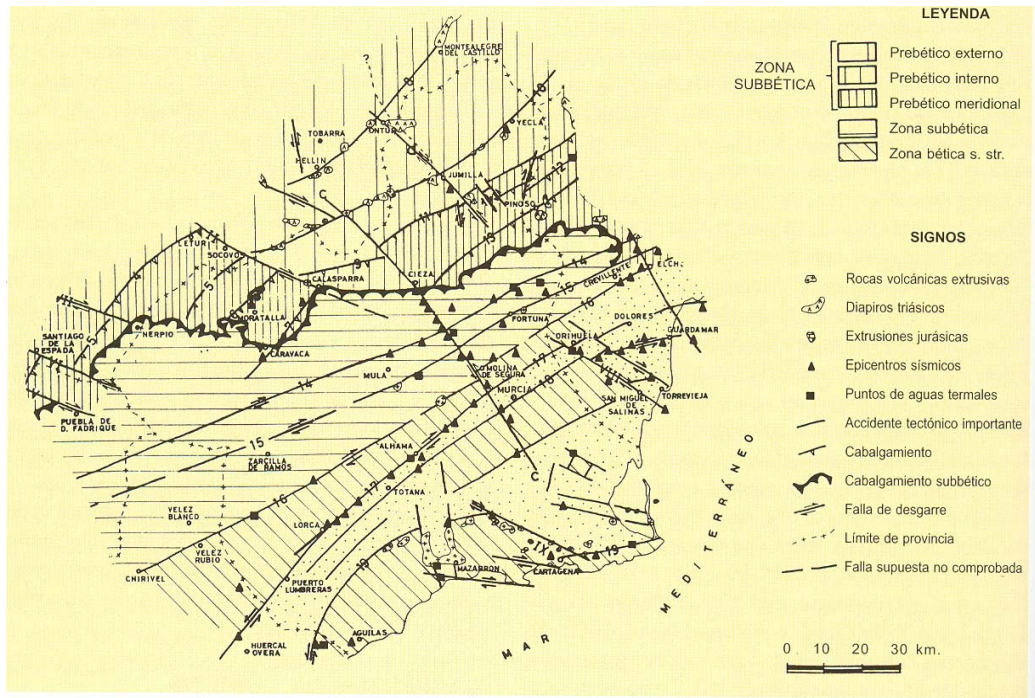


Figura 1. Esquema tectónico de la Región de Murcia según Rodríguez Estrella (1979)

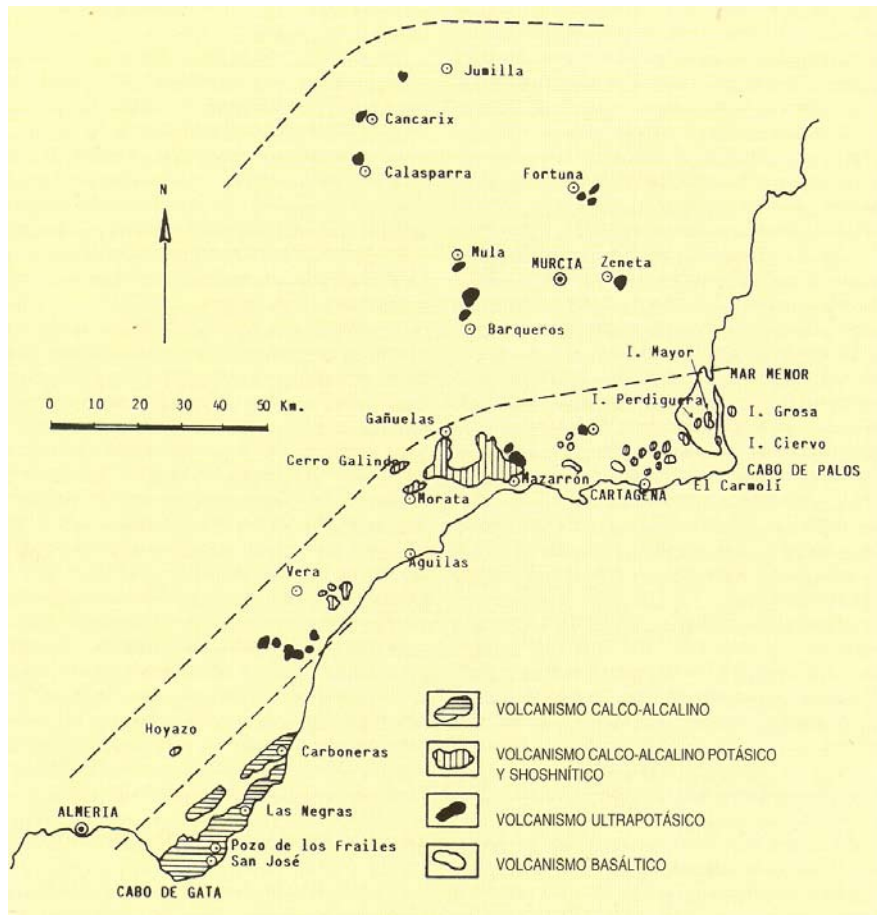


Figura 2. Principales afloramientos volcánicos del sureste peninsular

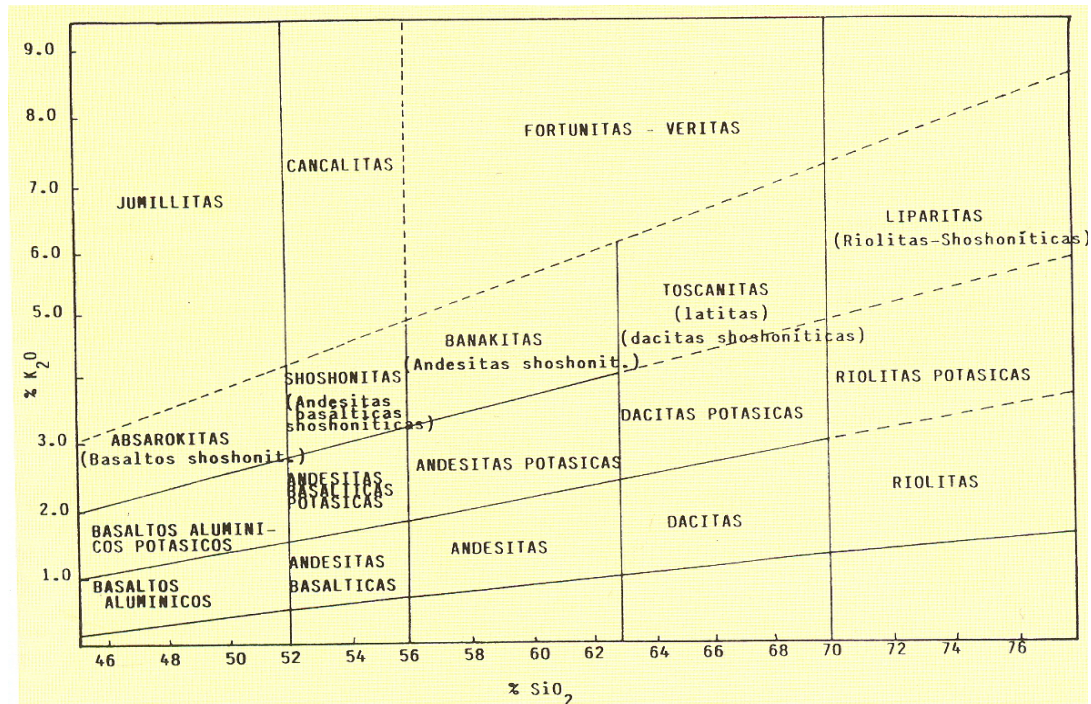


Figura 3. Rocas ultrapotásicas de Murcia. Relación $\text{SiO}_2/\text{K}_2\text{O}$

LUGARES DE INTERÉS ESTRATIGRÁFICO

Sierra del Carche

Se trata de una de las zonas de la Región de Murcia en que aparece mejor representada la serie del Cretácico y del Terciario perteneciente al Prebético Meridional. En esta sierra se pueden observar una gran variedad de materiales sedimentarios; no obstante, el interés de esta visita se ha centrado en los numerosos microfósiles del Eoceno, muchos de los cuales se pueden ver a simple vista. También tiene un interés geoambiental al poder analizar el impacto de una cantera inactiva de calizas rosadas en el entorno de la sierra.

La sierra del Carche ha sido muy bien estudiada bajo el punto de vista estratigráfico y paleontológico por Azema (1973). Rodríguez Estrella et al., (1980) realizan un estudio del sector Carche-Salinas, apoyado en numerosas series estratigráficas y sobre todo en sondeos profundos

efectuados por el IRYDA en la depresión situada al sur de dichas sierras. Del análisis minucioso de la estratigrafía obtienen interesantes conclusiones paleogeográficas de esta zona. Asimismo, atribuyen a este sector una tectónica muy violenta, hasta ese momento no analizada.

El Eoceno está representado por tres tramos bien definidos: uno inferior, constituido por 250 m de margas verdes y en el techo con *radiolarios*, *buliminas*, *truncorotaloides* y *globigerinas*; otro calizo (pararrecifales blancas), de 85 m de potencia, con abundantes *nummulites*, *alveolinas*, *asterocyclinas*, *europertias*, *discocyclinas*, *globigerinas*, *sphaerogypsinas*, *melobesias*, *miliólidos* y *briozoos* y un tercer tramo, de 50 m de potencia, formado por arcillas verdes (22 m), calcarenitas (10 m) y calizas y margas (18 m), con una fauna muy similar a la descrita.

La estructura de la Sierra del Carche es la de un anticlinal cabalgado hacia el norte al menos 25 km, que en el Carche pasa a ser de champiñón, como se ha podido comprobar por sondeos realizados por la Dirección Regional de Recursos Hidráulicos de Murcia (Rodríguez Estrella et al., 1980).

En la depresión, que se extiende hacia el sur, rellena de materiales margosos del Mioceno, se ha detectado al sur de la Sierra de Salinas un cabalgamiento hacia el norte (según datos de un sondeo termal realizado por el IGME junto al pueblo de Salinas), que parece continuar hacia el Carche en base a los datos de otro sondeo llevado a cabo junto a la Venta de Viña Pe.

Al sur de la sierra de Salinas existen olistostromos de Trías intercalados en el Mioceno, según se desprende de datos de sondeos del IRYDA.

La Sierra del Carche, pese a estar alineada orográficamente con la de Sopalmo, es más interna que ésta, por lo que ha sido necesario un desplazamiento hacia el norte de aquélla, motivado por el movimiento levógiro de la falla de Ontur-Jumilla (Rodríguez Estrella, 1979).

La “Capa Negra” de Caravaca

El barranco del Gredero es uno de los pocos lugares del mundo donde está representado el tránsito de los materiales de la era Secundaria a la Terciaria y donde, además, existe una capa oscura de escasos milímetros de espesor (“capa negra”) cuyo origen puede estar relacionado con el impacto de un gran meteorito sobre la Tierra que pudo causar la

extinción de gran parte de la flora y fauna de la época. Por todo ello, se trata de un lugar de excepcional interés geológico de ámbito internacional.

El estudio del límite entre las eras Secundaria-Terciaria (S-T) constituye una de las polémicas científicas de mayor interés en el campo de las Ciencias de la Tierra, debido a dos hechos esenciales: la gran extinción faunística acaecida al final del Cretácico y las anomalías mineralógicas y geoquímicas observadas en la lámina de sedimento correspondiente al tránsito de las referidas eras.

En la faceta biológica, los dinosaurios (si bien son los más conocidos) no fueron las únicas víctimas; aproximadamente las tres cuartas partes de las especies vivas de la Tierra desaparecieron simultáneamente y para siempre. El primer avance científico en este campo se produjo en 1962 gracias a los estudios de Luterbacher (Universidad de Basilea) y de Premoli-Silva (Universidad de Milán), quienes pusieron de manifiesto que en ese tiempo de tránsito los océanos quedaron prácticamente vacíos de vida. La bibliografía sobre la evolución faunística es muy amplia, destacándose los trabajos de Linares (1989), Ward (1990) y Coccioni y Galeotti (1994).

Bajo un punto de vista geológico, ya en 1958 Durand-Delga y Magné citan una serie completa del tránsito S-T en el barranco del Gredero (Caravaca, Murcia). Posteriormente, la microfauna fue estudiada por Hillebrand (1974), Romein (1977-79) y Smit (1977). Pero es a partir de 1980 cuando se produce un gran avance en la investigación de este tema con la publicación de Smit y Hertogen sobre datos geoquímicos, especialmente los relativos al iridio.

En 1981, Smit y Klaver descubrieron esférulas de feldespatos potásico en el sedimento que marca el límite S-T. En 1983, Montaneri et al. aportan más datos sobre éstas; otros trabajos de ese mismo año son el de De Paolo et al. quienes realizaron un estudio isotópico y el de Rampino y Reynolds que recogen los primeros datos sobre minerales de la arcilla. Recientemente, Martínez Ruiz et al. (1997) describen por primera vez la existencia de texturas dendríticas y fibroso-radiadas en esférulas de goethita y la presencia de núcleos ricos en C, Ir, Pt, Pd y Ni en esférulas de feldespatos potásico. En 1998, Shukolyukov y Lugmair realizan estudios isotópicos y detectan un aumento del Cr-55 por encima del normal en los materiales de la capa negra.

En cuanto a la génesis de dicha capa, existen diversas teorías siendo la más aceptada por la comunidad científica aquella que la relaciona con un origen extraterrestre, concretamente, con el impacto de

un meteorito de grandes dimensiones que provocó un desastre ecológico a nivel mundial. La catástrofe que condujo a tal evento apocalíptico quedó registrada en los sedimentos de esta edad. En la secuencia de carácter marino, donde el cese de la productividad biológica provocó una disminución del contenido en carbonatos, aparece un nivel arcilloso oscuro de 2 mm de espesor muy característico, en el que se han detectado una serie de anomalías geoquímicas y mineralógicas registradas a escala mundial como: elevada concentración de iridio y otros metales nobles; enriquecimiento en Fe, V, Co, Ni, Cr, Zn, As y Sb; presencia de esférulas y cuarzos de choque; cambios en la composición isotópica del C, O y Sr; aumento del contenido en C orgánico y presencia de esmectitas como casi único mineral arcilloso.

Aunque existe acuerdo general sobre las pruebas que ofrece el registro estratigráfico, no lo hay en cambio sobre su origen. La discusión se inició tras el hallazgo por Alvarez et al. (1980) de un enriquecimiento de iridio en la arcilla de la capa negra en Gubbio (Italia). Dado que este es un elemento poco abundante en la corteza terrestre y sí por el contrario en materiales extraterrestres, estos autores propusieron un impacto meteórico como causa de la extinción faunística y de las anomalías geoquímicas y mineralógicas detectadas. El impacto de un supuesto meteorito de unos 10 km. de diámetro, según sus cálculos, produciría un cráter de más de 150 km. de diámetro, un aumento de temperatura estimado entre 5 y 20° C y grandes incendios. Posteriormente, el material en suspensión causaría un oscurecimiento global con la inhibición de la fotosíntesis, el agotamiento de las cadenas alimentarias y la consiguiente extinción de los seres vivos. Dicho impacto, según Sharpton et al. (1992), tuvo lugar en el área de Chicxulub (Península de Yucatán, Méjico), basándose en la existencia de metamorfismo de choque, en anomalías geoquímicas, en la presencia de tectitas y en datos geofísicos.

Bajo un punto de vista mineralógico, hay autores como Kastner et al. (1984), Bohor et al. (1984) o Pollastro y Pillmore (1987) que defienden que las esmectitas encontradas en la capa negra son producidas por un impacto extraterrestre. Ello lo argumentan debido al elevado contenido en Ir y Au y por la ausencia de anomalía negativa en Ce. Estos autores sugieren que la lámina de esmectitas se formó autigénicamente en un ambiente diagenético submarino con baja relación agua/sedimento, tal vez isoquímicamente a partir de esférulas alumínicas y aluminosilicatadas ricas en Fe. Sin embargo, otros autores como Rampino y Reynolds (1983), Johnsson y Reynolds (1986), Jéhanno (1987), Martínez Ruíz (1994) y Ortega Huertas et al. (1994) proponen que la existencia de diversas asociaciones de minerales de la arcilla y de diferentes pautas geoquímicas es debida a fenómenos geológicos locales y regionales, como una intensa

actividad volcánica o una relación con suelos desarrollados en áreas circundantes emergidas en condiciones cálido-húmedas.

Recientemente, Shukolyukov y Lugmair (1998) confirman la existencia de un isótopo del Cr (el Cr-53) en unas proporciones muy superiores a las normales en la capa negra de Murcia y de Stevns Klint (Dinamarca). Debido a que este isótopo es abundante en los meteoritos, su aportación es un gran avance hacia la confirmación del origen extraterrestre de esta controvertida “capa negra”.

LUGARES DE INTERÉS GEOMORFOLÓGICO

Ciudad Encantada de Bolnuevo y alrededores

La Ciudad Encantada de Bolnuevo constituye el ejemplo más llamativo de erosión diferencial de la Región de Murcia y tiene una belleza especial por la variedad de formas y su acusado contraste. Los materiales representados en el sector de Bolnuevo pertenecen a la hoja de Mazarrón del Mapa geológico de España 1:50.000 (Espinosa Godoy et al., 1974). Estos autores asignan una edad pliocena a la formación de areniscas, conglomerados y lumaquelas representada en la Ciudad Encantada. El espigón de Cueva Lobos, al oeste de la playa del Castellar, y la zona de Piedra Mala pertenecen al Complejo Alpujárride. Son calizas dolomíticas y dolomías pertenecientes al manto Alpujárride Superior. Lillo Carpio y Rodríguez Estrella (1996), en su estudio del Valle de Escombreras, hacen algunas consideraciones sobre la geomorfología del litoral murciano en buena parte aplicables a esta zona.

La Ciudad Encantada de Bolnuevo se ha modelado sobre un afloramiento plioceno de areniscas, conglomerados de pequeño tamaño de grano y lumaquelas, que reposa en discordancia sobre los materiales carbonatados alpujárrides de la vertiente meridional de la Sierra de las Moreras. La erosión continuada de estos materiales, con un grado de compacidad muy variable, ha hecho que los términos más duros (microconglomerados) resistan mejor los procesos de abrasión y den lugar a acusados resaltes mientras que los más blandos se desmoronan con más facilidad, lo que da lugar a formas caprichosas cuyo grosor va aumentando gradualmente desde la base hacia los niveles superiores. En las areniscas se pueden observar abundantes restos fósiles de lamelibranquios.

En el límite occidental de la playa de Bolnuevo (Punta Bela) hay un afloramiento de dolomías brechoides negras afectadas por varios sistemas de diaclasas y fracturas. Se pueden observar varios planos de falla muy

verticalizados que intersectan casi en ángulo recto con estrías muy patentes. Entre las numerosas fallas que se observan destaca la que hemos denominado de Piedra Mala. Se trata de un desgarre dextroso de dirección N60E con un espectacular plano de falla en el que se observan estrías horizontales, lobulaciones y escalones.

Las estrías y lobulaciones indican la dirección del desplazamiento de los bloques y los escalones el sentido del mismo.

Asociadas a esta importante falla aparecen otras menos relevantes con direcciones N135E (falla normal, con estrías verticales) y N-S (desgarre sinestroso).

Todas estas fracturas corresponden a una tectónica "antigua", cuyos esfuerzos principales de dirección NO-SE, se ven interrumpidas por la gran falla "reciente" de las Moreras, que pone en contacto, a grandes rasgos, materiales permotriásicos al norte con margas miocénicas al sur. Este hecho justifica que en dicho contacto permeable-impermeable se localizara la Fuente Amarga, salida natural del acuífero Cabezo de los Pájaros, hoy en día seca como consecuencia de la puesta en explotación de unos sondeos de la Comunidad de Regantes de Mazarrón.

Cortao de las Peñas y Cueva Negra (Fortuna)

El Cortao de las Peñas se encuentra en el km. 5 de la carretera de Fortuna a La Garapacha, estrecha y de firme irregular, aunque es un paraje de una belleza singular.

Se trata de un nivel de calizas y conglomerados con una disposición casi horizontal (buzan de 5 a 12° al este) afectado por una densa red de fracturas verticalizadas que evolucionan progresivamente desde la base hacia arriba separando gradualmente los bloques afectados que terminan por desplomarse. Los procesos erosivos han afectado en gran modo el modelado de estos materiales, observándose una relación inversa entre su grado de compacidad y el avance de la erosión. Hay junto a la rambla varios bloques caídos de varias toneladas de peso cuya posición original en el afloramiento se puede deducir con facilidad. Las fracturas más desarrolladas tienen una dirección N 60 ° O, con buzamientos de 80 a 90°. En algunas grietas la separación va aumentando en la vertical hasta ser de varios metros, lo que representa una situación de inestabilidad progresiva. Estos materiales han quedado colgados como consecuencia del descenso del nivel de base de la depresión de Fortuna, al hundirse ésta a partir del Andaluciense (Mioceno superior). Los fragmentos del conglomerado son

cantos carbonatados angulosos y redondeados con recubrimientos secundarios de yeso.

La Cueva Negra se encuentra al suroeste de la Sierra del Baño y se accede desde Fortuna por el Camino de la Cueva o Cañada de la Fuente a una altura de unos 400 m. Es visible desde un amplio entorno y destaca en el paisaje por su típica morfología. El relieve donde se ubica la Cueva Negra está limitado al norte por las alineaciones montañosas de la sierras de la Pila y Quibas (Subbético), Corque y Lúgar (Prebético meridional) y al noreste por la Sierra del Baño, unidad calcárea y dolomítica rodeada de arenas, conglomerados y calizas bioclásticas.

Está formada por un tramo de calizas arenosas bioclásticas del Tortoniense con una potencia de unos 200 m, que reposan en discordancia sobre el sustrato pre-orogénico. Son frecuentes las diaclasas abiertas asociadas a la cornisa de la cueva, de dirección este-oeste. Al sur de esta zona aflora ampliamente el Tortoniense superior, constituido por un potente tramo de margas grises ricas en globorrotalias. El contacto de este tramo con el anterior fija en este lugar los límites paleogeográficos del mar tortoniense (Fábregas y Senent, 1987).

Las estructuras presentan en este sector una dirección bética NE-SO, con frecuentes pliegues anticlinales cerrados o volcados e incluso la formación de escamas al noreste de la Sierra del Baño. Los materiales aparecen fuertemente tectonizados por efecto de dos sistemas de fracturas de direcciones NO-SE y N-S. Los accidentes tectónicos más importantes que afectan al sector de la cueva son dos fallas normales, una de dirección N 45° O, localizada a unos 700 m al noreste que afecta a toda la vertiente meridional de la Sierra del Baño y otra a unos 1000 m al O y NO, de dirección N 50° O que afecta a los materiales detríticos del Tortoniense y a las margas arenosas del Albiense, accidente en gran parte fosilizado por la cobertera detrítica cuaternaria (López Bermúdez, 1987). Según este autor, la formación del abrigo de la Cueva Negra es la respuesta a la actuación de unos procesos de meteorización sobre unas condiciones litológicas, estratigráficas y tectónicas particulares. Establece tres niveles escalonados, con un mayor grado de evolución en el basal, en el que se encuentra la Cueva Negra. La cavidad-abrigo se debe a la presencia de un paquete rocoso con abundantes planos de estratificación y fisuras, capaces de absorber humedad. Se registra entonces un proceso de descalcificación que ataca fundamentalmente a la roca y a este mecanismo se añade el efecto de una termoclastia favorecida por el alto grado de fisuración.

En conjunto, la Cueva Negra de Fortuna representa una forma característica de erosión diferencial en materiales carbonatados. Su

geomorfología es una consecuencia de la interrelación de varios factores: litológicos, estructurales, tectónicos, climáticos, hidrológicos y bióticos. Se ha originado, como los demás abrigos, en una pared abrupta donde los estratos rocosos representan una resistencia desigual frente a los procesos erosivos químicos y mecánicos, más un factor adicional de gran importancia: la inundación de la base del paquete rocoso a consecuencia del drenaje del acuífero que constituye el paquete de calizas bioclásticas superiores (López Bermúdez, 1987).

Cerro del Castillo (Puebla de Mula). Fenómenos de desprendimiento

Es una de las elevaciones más típicas de la zona y probablemente el mejor ejemplo de la región de un cerro testigo, relieve residual producido por la gran diferencia a la erosión entre las calizas travertínicas rojas de la cumbre y las margas infrayacentes.

Este afloramiento se ha estudiado con detalle por Rodríguez Estrella y Navarro Hervás (1999), en el contexto de un trabajo sobre los desprendimientos y vuelcos en laderas desencadenados por sismicidad en la cuenca de Mula, con datos de gran interés sobre los principales sistemas de fallas en la zona y su evolución.

El Cerro del Castillo se corresponde con un cerro testigo formado por unos 10 m de calizas travertínicas en estratos subhorizontales que buzan ligeramente hacia el sur y que reposan discordantes sobre unas margas plegadas del Mioceno superior. En la parte alta del cerro y sobre un nivel de caliche de 1 m de espesor, permanecen las ruinas de un castillo medieval amurallado, al que se accede por el sur. Las laderas, convexo-rectilíneas muestran dos rupturas de pendiente importantes. El tramo de ladera más bajo tiene una pendiente media de unos 30°; el que le sigue se incrementa a 40-45° y, por último, en el contacto entre las calizas y las margas se ha formado un pequeño pasillo por socavamiento basal de unos 3 m de anchura, donde se localizan los desprendimientos más antiguos y voluminosos y de otras generaciones, anclados y estabilizados. Rodeando al cerro, en la pared verticalizada del travertino se observan numerosas fracturas radiales cuyas direcciones dominantes son N140° E, N60-70° E y N 20° E. El desarrollo natural de estas fracturas tiende a producir bloques definidos por la intersección de las mismas que llegan a alcanzar varias toneladas de peso; se han ido desprendiendo a lo largo del tiempo al perderse la coherencia y se desplazan por gravedad a zonas más bajas; algunos bloques se han frenado en pequeños resaltes que existen a media ladera; otros alcanzan zonas más bajas y llegan hasta la carretera.

En la falda norte del Cerro del Castillo se han producido vuelcos y desprendimientos de mayor tamaño que afectan tanto al caliche (menos compactado) como al travertino. Los bloques más grandes, con un volumen de casi 4 m³ están acompañados de otros más pequeños que se fracturaron tras el impacto con el suelo. También en la explanada del cerro se han observado desplomes del arco de entrada al recinto y de parte de las paredes. En éstas se observan fracturas con desplazamiento de desgarre sinistral y en la base del vértice geodésico se observan igualmente fracturas N 40-50° E y N 140° E.

Dado el condicionamiento de estratificación y fracturación, los bloques presentan una forma prismática, razón por la cual, el desplazamiento después de la caída es muy corto. Además de los movimientos rotacionales de los bloques, éstos se han deslizado sobre uno de sus planos de mayor superficie aprovechando que el sustrato es margoso y que el movimiento se realiza en una zona de umbría, con mayor humedad y vegetación. El hecho de que los vuelcos se localicen principalmente en la ladera norte y los desprendimientos en la sur refuerza la idea de que la falla de los Baños, que pasa al norte de este cerro, ha actuado como inversa, haciendo que el cerro se desplace hacia el norte y se eleve con relación al bloque septentrional de la falla. Esto explicaría que en este último bloque se encuentra otro afloramiento del mismo travertino (La Almagra) casi 90 m más bajo que el del Castillo y que la actividad de la falla sea cuaternaria, pues afecta a los travertinos. Además hay que destacar que las fracturas del Cerro del Castillo N 140° E y N 70° E son las mismas que las de las fallas regionales de Puebla de Mula y de los Baños, respectivamente.

Las calizas travertínicas presentan una impregnación generalizada de oxihidróxidos de hierro que le confieren la coloración típicamente rojiza y numerosas cavidades de disolución, rellenas parcialmente por calcita secundaria, niveles arcillosos intercalados, mineralizaciones de carbonatos en fracturas, episodios de disolución y precipitación de la calcita y otros propios de los procesos de karstificación.

LUGARES DE INTERÉS TECTÓNICO

Falla del Guadalentín

Esta falla es una de las más activas de la Península Ibérica. Los numerosos seismos que tienen lugar a lo largo de su traza pone de manifiesto el movimiento de desgarre de la misma, lo que tiene una

incidencia muy directa en edificaciones y conducciones situadas en su plano de falla, entre ellas el propio canal del Transvase Tajo-Segura.

El primer autor que habló de esta falla fue Rey Pastor (1951) basándose en los numerosos epicentros sísmicos que existen en su traza. Mucho más tarde, Bousquet y Montenat (1974) asignan a esta falla un carácter de desgarre sinistrorsum. Rodríguez Estrella (1979) la analiza en su tesis y destaca el carácter profundo de la misma (los puntos termales de Alhama lo apoyan) y el de falla normal (existe en el valle un potente relleno de Mioceno y Plio-cuaternario). Este carácter de falla normal pudo comprobarse por Mezcuca et al. (1984) tras el estudio del seísmo ocurrido el 6 de junio de 1977 en Lorca. Más recientemente, Rodríguez Estrella y Almoguera Lucena (1986) analizan todos los movimientos de la falla a lo largo de las distintas épocas geológicas y en la actualidad mediante el estudio minucioso de las fracturas detectadas en el canal del Transvase Tajo-Segura y alrededores.

Los principales resultados del estudio geológico de esta falla se pueden resumir en los siguientes: (Almoguera Lucena y Rodríguez Estrella, 1986):

1º. Existe una íntima relación entre la tectónica del Valle del Guadalentín y las deformaciones producidas en la obra del Trasvase Tajo-Segura.

2º. Algunos de los últimos movimientos de la falla del Guadalentín han producido importantes roturas en edificaciones y en la propia traza del canal, precisamente en uno de los puntos donde éste es interceptado por dicho accidente tectónico.

3º. El estudio y medición de las fisuras predominantes que agrietan el acueducto ponen de manifiesto que sus planos de fracturación, paralelos entre sí, tienen una dirección próxima a N 170° E y un buzamiento de 20° hacia el E, en el bloque meridional.

4º. Dichos planos de fisuración (fallas inversas) son la consecuencia de una deformación rígida frente a unos movimientos de desgarre dextrógiro de la falla del Guadalentín (esfuerzos E-W).

5º. Si tratamos de reconstruir la historia geológica de este área, se llega a la conclusión de que la falla del Guadalentín ha experimentado diferentes movimientos relativos de sus bloques según las épocas. Los principales son los siguientes:

a) Inmediatamente después de la etapa principal de plegamiento de las Cordilleras Béticas (Mioceno medio), que dio lugar en esta misma zona a mantos de corrimiento, sucedió el desgarre sinistrorsum, hecho admitido por gran número de autores.

b) Durante el Mioceno superior, Plioceno y Cuaternario antiguo tiene lugar una distensión y es en ese momento cuando se crea la fosa del Guadalentín-Segura, gracias al desarrollo de una serie de fallas normales escalonadas. Por tanto, la falla del Guadalentín actuó como normal durante ese tiempo, como lo demuestra la presencia de potentes sedimentos del Mioceno superior (1000 m) y Plio-Cuaternario (500 m).

c) En el Cuaternario tiene lugar una nueva etapa compresiva que hace que la falla se reactive y actúe como inversa, como se puede apreciar en distintos puntos a lo largo de su traza, al superponerse los materiales conglomeráticos del Tortonense y margo-yesíferos del Andaluciense sobre los conglomerados del Cuaternario. La dirección de los esfuerzos compresivos principales es aproximadamente N-S (N 165° E), que concuerda con la encontrada por otros autores en otras zonas del sureste español, entre otros Navarro Hervás y Rodríguez Estrella (1986) en la comarca de los Vélez -concretamente en la Sierra del Gigante-, cuya dirección de esfuerzos en N 170° E y Rodríguez Estrella y Lillo Carpio (1986) en la costa murciana, con una dirección N-S. Asimismo, estos hechos también se han puesto de manifiesto por Sanz de Galdeano (1983) en Andalucía oriental.

Si tenemos en cuenta que la dirección principal de los esfuerzos correspondientes a la etapa tectónica es NW-SE, hemos de admitir que éstos han sufrido un giro de 30 a 40° en sentido de las agujas de un reloj.

d) En los tiempos más recientes, creemos que el movimiento de la falla ha sido fundamentalmente de desgarre en los dos sentidos, con un predominio del sinistrorsum en una primera etapa y del dextrorsum en la actualidad por acción de unos esfuerzos de dirección próxima a E-W. Esta hipótesis viene apoyada por argumentos geomorfológicos, esencialmente por la forma de las ramblas.

6°. Todo el sector estudiado y sus alrededores se enclava en un área de alto riesgo sísmico, como lo demuestran los numerosos terremotos registrados a lo largo de la historia y la situación de los epicentros que han dado lugar a los mismos.

7°. De todo lo anterior se deduce que cualquier tipo de actividad relacionada con la ordenación del territorio en una región como ésta, afectada por una tectónica tan reciente, debe estudiarse y planificarse con

detenimiento y antelación considerando las características sísmicas y neotectónicas.

LUGARES DE INTERÉS HIDROGEOLÓGICO

Baños termales de Mula, Archena y Fortuna

Además de los intereses turístico y terapéutico, que son los principales motivos de su explotación, estos baños tienen un interés hidrogeológico, tectónico y especialmente neotectónico. Además concurre en ellos un fenómeno geológico hidrotérmico, como consecuencia de la tectónica complicada que caracteriza a la Cordillera Bética y que lógicamente no está presente en otras regiones de España.

El termalismo está ligado a una circulación profunda de las aguas meteóricas, que se van calentando favorecidas por una disposición especial de los estratos de las rocas permeables (por ejemplo buzamientos verticalizados) y por la existencia de fallas que hunden (sin desconectar hidráulicamente) unos bloques de otros. Cuando este agua se encuentra en su camino de descenso con una barrera impermeable motivada por la acción de una falla de interés regional, detiene forzosamente su circulación descendente y aprovecha el espacio de la fractura para ascender por la misma, y esto lo hace con tal presión, que pese al continuo movimiento a través de los materiales incompetentes margosos, los labios de la falla no se cierran y la fuente surge en pleno afloramiento impermeable, contrario totalmente a las leyes que rigen la Hidrogeología (los manantiales emergen en el contacto entre una roca permeable y otra impermeable). Esto explicaría que los dos balnearios considerados (incluso el de Archena) estén alineados y que precisamente coincidan con la traza de la falla "Fortuna-Mula", estudiada con detalle por Rodríguez Estrella (1979) y cuyas principales características son las siguientes:

- Afecta a materiales del Subbético y Prebético Meridional y su existencia y carácter profundo viene apoyada por los siguientes hechos:

- Presencia de rocas volcánicas al sur de Mula y entre Fortuna y Abanilla, cuya edad es del Mioceno superior-Plioceno.

- Existencia de epicentros sísmicos en Fortuna, Abanilla, Norte de Elche, San Vicente de Raspeig y San Juan de Alicante.

- Alineación de puntos termales en Fortuna, Mula y Archena, además de Fontcalent (al este) y Huéscar (al oeste)".

Esta falla, en su tramo más oriental, (Alicante), aparece como normal, con un salto de 500 metros, pues pone en contacto el Lías-Dogger con el Albiense.

En cuanto al origen del agua, en cada caso presenta unas características específicas y no es fácil encontrar una teoría que explique todos los fenómenos que concurren.

En los Baños de Mula, el agua sale en plenas margas miocénicas de la Depresión de Mula y en el punto de emergencia existe un afloramiento de travertino cuya edad se desconoce, pero por el grado de compactación se piensa que podría corresponder a un Mioceno superior-Plioceno, que es la misma edad que se ha datado para las rocas volcánicas. El agua sale a una temperatura de 36.5 °C y el caudal del manantial tiene un valor medio de 250 l/s. La calidad química de sus aguas es mediocre a deficiente, pues pertenecen al tipo sulfatado cálcico y presentan un residuo seco de 1246 mg/l. Esto se debe a que el agua en su ascenso se pone en contacto con los yesos del Trías, materiales que aparecieron bien desarrollados en el sondeo "Mula II", próximo a la fuente, que realizó la Empresa Nacional ADARO en 1981.

Este material, según el IGME (1982), representa la salida natural de ciertos acuíferos de Sierra Espuña, entre los que figuran Baños de Mula, Cajal y Bosque. Esta teoría parece ser cierta, pues en Sierra Espuña no existen grandes manantiales (si se exceptúan los de Anguilas y Barbol, hoy regulados por sondeos y en consecuencia no surgentes), y son necesarios, dadas las altas precipitaciones (550 mm) y la presencia ocasional de nieve que tiene lugar en esta sierra.

Las aguas termales de Archena son conocidas desde muy antiguo, de manera que ya los romanos levantaron unas termas y en la Edad Media el Balneario pasó a la Orden de San Juan de Jerusalén y se emplearon bastante para curar las heridas de los soldados. El manantial se encuentra junto al río Segura, tiene un caudal de 35 l/s y surge a una temperatura entre 51 y 55°C. El residuo seco es muy elevado, con un valor de 4.018 mg/l. Los principales iones son cloruros, (1778 mg/l), sulfatos (463 mg/l), bicarbonatos (366 mg/l), sodio (930 mg/l) y calcio (298 mg/l). El caudal y el agua sale a una temperatura de 51°C. Contiene también gases disueltos (ácido sulfhídrico y CO₂).

En los Baños de Fortuna el agua sale próxima a una falla, visible en el terreno, que pone en contacto un mioceno calcarenítico con otro margoso correspondiente ya a la Depresión. El primero reposa discordantemente sobre las calizas jurásicas de la Sierra del Baño, que a

su vez y en profundidad, se pone en contacto con las sierras del Corque y Lugar, formando todas ellas un único acuífero carbonatado solidario con el detrítico del Mioceno, denominado de "Los Baños", cuya salida natural es la fuente de Fortuna (IGME, 1983).

La temperatura del agua es de 44 °C, con un caudal emergido de 30 a 50 l/s. La calidad química, como es habitual en este tipo de aguas minero-medicinales, es mala y pertenece al tipo clorurada sódica, presentando un residuo seco de 3900 mg/l.

Este manantial representa a las salidas del acuífero "Los Baños". Sin embargo, si se compara su volumen (1 a 1.5 hm³/año), se ve que estas últimas son inferiores a aquéllas, por lo que es necesario admitir que parte del caudal de la fuente corresponde a un acuífero seguramente profundo, cuya localización y características se desconocen.

Fuentes del Marqués

Junto a las de Archivel, son las fuentes más importantes de la Región de Murcia y las dos pertenecen al acuífero de Caravaca. Constituye un lugar de recreo muy visitado por los habitantes de la región.

El acuífero de Caravaca, con 625 km², se extiende desde dicha población, en el este, hasta Cañada de la Cruz al oeste y Moratalla al norte. Sin embargo, las fuentes del Marqués son representativas solo de una parte del acuífero, concretamente de la del subsistema del Gavilán. Según el IGME (1982), sus características son las siguientes:

- Presenta una superficie de 126 km², de los cuales solo 75 corresponden al área de infiltración.

- El acuífero principal está constituido por 500 m de dolomías y calizas del Lías inferior, siendo su impermeable de base las arcillas con yesos del Trías.

- La estructura interna del subsistema es la siguiente: La zona alta está configurada, en conjunto, como un gran abombamiento anticlinal cuyo eje, aberrante en cuanto a las directrices generales de las Béticas, está poco definido y se hunde hacia el SSE, dando lugar a un amplio cierre periclinal que apunta de igual manera. El citado anticlinal se deshace irregularmente por el N y E, debido al cabalgamiento de las rocas carbonatadas liásicas sobre el Subbético Frontal (Unidad Intermedia); el anticlinal está "agujereado" por la erosión hacia su centro, dando como resultado la ventana tectónica de Rambla de Béjar.

La zona baja, está configurada a modo de flanco único de sinclinal, paralelo al cierre periclinal ya citado, de modo que el resultado es sencillamente una disposición monoclinal vergente hacia el sur".

La piezometría está representada fundamentalmente por las fuentes del Marqués, que emergen a una cota de 630 m. con un caudal de 360-390 l/s. Este manantial tiene varias salidas, junto a la Ermita de los Templarios, en contacto entre los materiales detríticos permeables del Cuaternario y las arcillas impermeables del Trías, que reposan bajo aquéllos. El agua, procedente de las calizas y dolomías liásicas de la Sierra del Gavilán, pasa a través del Cuaternario hasta "chocar" con una barrera de Trías, que le obliga a salir a la superficie en forma de manantial. Otra fuente del subsistema es la de Mairena, que sale a 660 m. y tiene un caudal de 65-75 l/s.

- Puesto que existe un equilibrio en el subsistema, ya que prácticamente no hay explotación por bombeo, el valor de las entradas es similar al de las salidas subterráneas, representadas por los manantiales ya referidos, y se estima están comprendidas entre 13 y 15 hm³/año.

- La calidad química del agua es excelente, presentando un residuo seco de tan solo 393 mg/l, por lo que es apta para el consumo. En efecto, se utiliza para el abastecimiento público de Caravaca, aunque no lo hace directamente de la fuente del Marqués, sino de un sondeo situado en el Cerro de los Siete Peñones, que realizó el IGME en 1979; dicho sondeo se aforó con un caudal de 165 l/s, el máximo registrado en la Región de Murcia hasta la fecha, como consecuencia de haber atravesado en su columna estratigráfica una cavidad kárstica de grandes dimensiones (3 m de altura) llena de agua a presión y en continua circulación.

Fuente del Gorgotón y Almadenes

Se trata de uno de los escasos lugares en los que se puede apreciar la surgencia de un manantial en pleno cauce del río Segura. Además, una serie de meandros estructurales ubicados excepcionalmente en rocas carbonatadas del Cretácico superior, originan encajamientos del río, denominados localmente "almadenes", que imprimen una gran belleza al lugar.

El acuífero del cual es representativa esta fuente, fue definido por primera vez por Rodríguez Estrella en 1974 en su estudio sobre "El sistema hidrogeológico del sinclinal de Calasparra (Murcia)". En este trabajo se describe la geología de este acuífero con fines hidrogeológicos y en ese mismo año también fue publicada la hoja nº 890 (Calasparra) del

Mapa Geológico Nacional 1:50.000, 2ª serie (Plan MAGNA), aunque en ella no se profundiza tanto en el análisis de la estructura como lo realiza Rodríguez Estrella en su tesis doctoral (1979), ya que este autor dispuso de datos muy valiosos referidos a geofísica y sondeos mecánicos que llevó a cabo en la zona el Instituto Geológico y Minero de España.

El acuífero del sinclinal de Calasparra se extiende desde esta población hasta próximo a Jumilla, pasando por Cieza. Tiene una superficie de 321 km².

Las rocas permeables están constituidas por 500 m de dolomías y calizas del Cretácico superior a los que se suele añadir unos 50 m más de calcarenitas del Mioceno, que también son permeables. El impermeable de base es el Cretácico inferior de arcillas y arenas en facies "Utrillas" y el impermeable del techo lo constituye una potente formación margosa del Mioceno superior que puede superar los 1500 m.

La estructura del acuífero es la de un sinclinal que está normal en su extremo suroccidental y en forma de champiñón en su parte central y nororiental. El flanco septentrional está representado por las sierras del Puerto, Cabeza del Asno, Picacho y Molar y el meridional por la del Molino. El núcleo de este pliegue está fracturado por un cabalgamiento de vergencia norte que pone en contacto el Prebético Externo con el Prebético Interno (Rodríguez Estrella, 1979).

La salida natural del acuífero es el manantial del Gorgotón, que emerge a una cota topográfica de 185 m. Existe una estrecha relación entre el río Segura y el acuífero, que de momento está equilibrada. En efecto, el río atraviesa el afloramiento permeable de la Sierra del Molino en un recorrido de unos 12 km. y en él se produce una alimentación del río al acuífero ya que el curso fluvial, aguas arriba de la fuente, está topográficamente más alto que la superficie piezométrica del acuífero; en este trayecto es precisamente donde están representados los "meandros rectilíneos" de los Almadenes debido a que se han adaptado a numerosas fracturas (Rodríguez Estrella y López Bermúdez, 1984). En el manantial del Gorgotón ocurre precisamente lo contrario, es decir, es el acuífero el que cede agua al río a lo largo de unos 200 m. en el mismo cauce. El caudal aproximado de esta fuente es de 300 l/s.

La superficie piezométrica, en todo el acuífero, está comprendida entre 185 m.s.n.m. en el Gorgotón y 245 m. en el sector de Jumilla. La profundidad oscila entre 17 y 255 m., valores correspondientes a los lugares antes mencionados.

Las entradas son equivalentes a las salidas subterráneas, consiguiéndose así un equilibrio, ya que no existen explotaciones por bombeo al estar tradicionalmente prohibidas por la Comisaría de Aguas de la Confederación Hidrográfica del Segura, en base a los criterios ya indicados de afección del acuífero al río. Este valor está representado por el volumen de emergencia en el manantial del Gorgotón, que es de 10 hm³/año.

Las reservas subterráneas de este acuífero son enormes y se estima que están comprendidas entre 2200 y 5500 hm³. Por otra parte, la calidad química de estas aguas es excelente, con un residuo seco de 0.8 a 1.4 mg/l.

Sondeo térmico del Saladillo (Mazarrón)

Se trata de uno de los mejores puntos en los que se puede observar una surgencia termal en la Región de Murcia ya que al no haberse hecho ningún uso de esta agua, el paraje permanece prácticamente virgen y no existen instalaciones ni edificios próximos. El nombre procede del paraje en el que se encuentra.

En Febrero de 1985 se perforó el sondeo "El Saladillo", de 535 m. de profundidad dentro del estudio "Investigación de las posibilidades de existencia de energía geotérmica en la comarca de Mazarrón-Aguilas (Murcia)", que llevaron a cabo la Comunidad Autónoma de la Región de Murcia, la Empresa Nacional ADARO de Investigaciones Mineras, S.A. y el Instituto Geológico y Minero de España.

En las proximidades del punto de surgencia del agua así como en su corto recorrido hasta desembocar en una rambla próxima, se observan los efectos de la elevada salinidad y del alto contenido del agua termal en hierro por la presencia de abundantes costras de sales que recubren a los materiales infrayacentes y por las tonalidades típicas blancas, pardas, rojas y amarillentas con que aparecen impregnados. La propia tubería de salida está recubierta por costras de coloraciones pardas, amarillas y negras que se extienden a toda la zona afectada por la caída del agua y que recubren igualmente a los materiales infrayacentes, margas neógenas y fragmentos aluviales cuaternarios, principalmente cuarcitas y calizas. También son muy abundantes en las proximidades del sondeo costras blanquecinas y amarillentas muy delgadas y frágiles formadas por carbonato cálcico con algo de arcilla que recubren pequeños restos vegetales y animales del suelo. Las aguas no tienen ningún uso hasta el momento debido a su elevada salinidad. Son aprovechadas para tomar un baño caliente en unas piletas colocadas en su camino a la rambla del Saladillo.

La temperatura de surgencia natural del agua, con un caudal de unos 12 l/s, fue de 51 °C . Analizando las determinaciones analíticas de esta agua realizadas en 1985 y 1999 se puede observar una variación significativa en el contenido de algunos aniones y cationes mientras que otros sólo experimentan cambios menores. Así, se aprecia un incremento en cloruros (de 1.191 a 1247 mg/l), magnesio (180 a 253 mg/l), hierro (0.09 a 0.13 mg/l), boro (2.44 a 3.18 mg/l), amonio (0.71 a 9.59 mg/l) y sílice (22.70 a 30.22 mg/l) mientras que hay un descenso significativo en bicarbonatos (2.068 a 211 mg/l), sulfatos (3.093 a 3.071 mg/l), sodio (2.004 a 1.235 mg/l), calcio (713 a 537 mg/l), potasio (88 a 79 mg/l) y anhídrido fosfórico (3.51 a 1.71 mg/l). En conjunto, el total de sólidos disueltos se ha reducido en los pasados 14 años casi en un 30 %, pasando de 9.340 a 6.636 mg/l, tendencia contraria a la habitual en la región de Murcia, ya que al avanzar la vida de un sondeo tiende a salinizarse progresivamente, pero en este caso es más fácil justificar este comportamiento ya que el agua está acumulada en materiales paleozoicos carbonatados. De acuerdo con el conocido diagrama de Stiff, el agua del Saladillo se puede clasificar como sulfatada-sódica o bien como sulfatada-clorurada-sódica en el diagrama de Piper.

LUGARES DE INTERÉS EDAFOLÓGICO

Paleosuelos de la Sierra de Carrascoy

En la parte más elevada de la Sierra de Carrascoy (1066 m), hay diversas áreas en las que aparecen suelos descarbonatados con un marcado color rojizo, caracterizados porque presentan en profundidad un horizonte de acumulación de arcilla translocada de los horizontes superiores. Son suelos cuyas características más importantes han sido heredadas de antiguos procesos de edafogénesis que tuvieron lugar en unas condiciones ambientales, fundamentalmente de tipo climático, distintas de las que existen actualmente. Se trata, por tanto, de paleosuelos que suelen estar truncados por procesos erosivos recientes. No obstante, en las superficies geomorfológicas más estables, caracterizadas por tener escasa inclinación, se conservan la mayor parte de los perfiles de estos suelos.

Desde el punto de vista geológico esta área se encuentra situada en la zona Bética, de claro dominio alpino, con mantos de corrimiento que han originado cuatro grandes complejos estructurales caracterizados por distinta estratigrafía y grado de metamorfismo (Egeler y Simon, 1969). Aunque a lo largo de la Sierra de Carrascoy aparecen bien representados

tres de estos complejos, en el área que nos ocupa sólo aflora la unidad denominada Carrascoy (Kampschuur, 1972). En esta unidad se pueden distinguir dos formaciones bien diferenciadas; la secuencia litológica de la primera formación, de edad pérmica, está constituida por filitas de colores grisáceos, que van del gris plateado a gris muy oscuro, apareciendo también localmente pizarras verdosas y abundantes intercalaciones de cuarcitas en estratificaciones laminares. En el techo suele aparecer yeso en bandas paralelas a la estratificación y en masas irregulares, así como intercalaciones de mármoles en estratos poco potentes; la parte superior de la serie tiene sills de metabasitas. La segunda formación, situada sobre la anterior, está constituida por calizas y dolomías de colores grises más o menos metamorfizadas, con intercalaciones de filitas verdosas y negruzcas en la base. Estas rocas carbonatadas consolidadas suelen dar los escarpes de este área, encontrándose bien representadas en los alrededores del vértice Los Filos (1063 m) y al oeste del vértice Carrascoy. Sobre las filitas, pizarras, metabasitas y calizas, suelen encontrarse en la zona suelos de color rojo con una secuencia de horizontes A-Bt-Ck, A-Bt-C ó A-Bt-R, principalmente al final de la pista que sube hasta el poste repetidos de televisión.

Poseen un horizonte A con un contenido de materia orgánica del orden del 3 %, encontrándose ésta muy bien humificada, y un porcentaje medio en hierro libre, características que junto a su bajo o nulo contenido en carbonato cálcico, imparten a dicho horizonte un color de tono rojo que va de 5 YR a 2.5 YR. Este horizonte superficial suele presentar una estructura granular, generalmente gruesa, a poliédrica subangular fina.

El horizonte Bt se encuentra totalmente descarbonatado y su contenido en hierro libre es considerablemente mayor que en el horizonte A, por lo que tiene un marcado color rojo que puede llegar hasta un "hue" de 10 R. Texturalmente es un horizonte muy pesado, con un porcentaje de arcilla generalmente mayor del 50 %, resultado de una iluviación de arcilla asociada, frecuentemente, a un proceso de neoformación. En consecuencia, suelen estar bien desarrollados los clay-skins y el horizonte se encuentra caracterizado por una estructura poliédrica muy bien desarrollada, a veces incluso prismática, presentando frecuentes grietas de retracción y la formación ocasional de slickensides.

Por debajo del horizonte Bt la morfología de estos suelos es variable; la mayoría de los perfiles presentan horizontes de acumulación de carbonato cálcico de diversa naturaleza: pulverulenta, concreciones, nódulos y costras calizas, encontrándose en ocasiones asociadas diversos tipos de acumulaciones calcáreas. Muy raramente, cuando los suelos se desarrollan sobre materiales estrictamente silíceos, no presentan

horizontes de acumulación de carbonatos, pasando el horizonte B con una pequeña transición al C. Ocasionalmente, cuando el suelo rojo se desarrolla a partir de calizas duras (Terra rossa), el horizonte B puede pasar sin transición a la roca madre (horizonte R).

Estos suelos han sido clasificados por Alías et al. (1989) según el sistema FAO-UNESCO (1974) como Luvisoles cálcicos y Xerosoles lúvicos, dependiendo del régimen de humedad del suelo que varía con la altitud y la orientación topográfica, aunque también, más raramente, pueden aparecer Luvisoles crómicos.

Cuando la topografía es abrupta o apenas hay vegetación, estos suelos se erosionan con relativa facilidad, quedando sólo restos de ellos en las quemaduras de las rocas y rellenando fisuras y grietas en las mismas.

La génesis de estos suelos, pese a su carácter esencialmente autóctono, no resulta sencilla ya que el conjunto de sus características no son compatibles con las actuales condiciones climáticas de la región. Es necesario considerar que su formación y su posterior evolución tuvieron lugar bajo un clima distinto para que se produjeran los procesos de descarbonatación, rubefacción e ilimerización, que caracterizan a estos suelos. Efectivamente, según señalaron Boulaine (1966), Lamouroux (1967) y Guerra et al. (1972), entre otros autores, estos procesos se producen actualmente en regiones caracterizadas por tener una pluviometría anual superior a los 1000 mm, con fuertes contrastes estacionales y temperaturas elevadas. En estas condiciones es posible una alteración química relativamente intensa, cuyo resultado es la disolución y lavado del carbonato cálcico del material original, seguida de una alteración de los minerales primarios con una fuerte liberación de óxidos e hidróxidos de hierro y una ulterior deshidratación de los mismos, impartiendo al suelo el consiguiente enrojecimiento que caracteriza al proceso de rubefacción. Por otra parte, la alteración química que acompaña a la formación de estos suelos da lugar a la destrucción de los filosilicatos de tipo 2:1 más lábiles de la fracción arcilla, con neoformación de caolinita (Alías et al., 1977), mineral abundante y característico de los suelos rojos fersialíticos. Posteriormente a la descarbonatación comenzó a producirse la ilimerización o translocación de arcilla, proceso que junto a la rubefacción caracteriza y define a estos suelos. Se trata de una intensa emigración de la fracción arcilla de los horizontes superiores a los horizontes B afectando, principalmente, a la arcilla fina (tamaño inferior a 0.2μ) y cuyo resultado es la formación de horizontes argílicos con estructura poliédrica angular y hasta prismática bien desarrollada y agregados en los que hay películas de revestimiento o clay-skins, formadas por la orientación de las partículas arcillosas y, en ocasiones, aparición de superficies brillantes de

slickensides debidas a los fenómenos de retracción en estos horizontes con elevado contenido en arcilla.

Hay que considerarlos como suelos policíclicos, es decir, que han sufrido varias etapas de edafogénesis debidas, principalmente, a las fluctuaciones climáticas que se han producido durante el Cuaternario. Efectivamente, en el transcurso del Cuaternario ha habido en el área mediterránea semiárida, según Boulaire (1966), al menos dos épocas muy favorables al desarrollo de estos suelos rojos que corresponden al Würm y al Mindel, según las glaciaciones alpinas o al Soltaniense y Amiriense, según los períodos pluviales del Norte de Africa.

LUGARES DE INTERÉS PETROLÓGICO

Cabezo Negro de Calasparra

El principal afloramiento de rocas lamproíticas forma el llamado Cerro Negro, a unos 150 metros al norte del km. 2 de la carretera de Calasparra a Paradores. Ocupa una extensión de unos 400 m. de largo en dirección N-S y unos 225 m. de ancho. Las rocas volcánicas del Cerro Negro fueron descritas por primera vez por Jérémine y Fallot (1929) y estudiadas posteriormente por los mismos autores (Fallot y Jérémine, 1932). Fallot (1945) interpreta este afloramiento como el resto de una antigua colada de mayor importancia que habría sido parcialmente erosionada y la considera como una pequeña escama apoyada sobre el terciario. No obstante, el afloramiento constituye un aparato volcánico completo con una chimenea que perfora los materiales margosos terciarios. Fúster et al. (1967) estudian las rocas lamproíticas del SE de España, incluyendo las de Calasparra y ofrecen importantes datos analíticos, petrológicos y observaciones de campo.

El afloramiento de lamproítas se encuentra situado en la traza de la falla de Socovos o de la "Línea Eléctrica" (Rodríguez Estrella, 1979). Este autor atribuye un carácter profundo a esta falla, precisamente por la existencia de estas rocas volcánicas y porque en su traza aparecen afloramientos diapíricos triásicos y mineralizaciones de cobre y zinc. Se trata de una falla de desgarre dextroso y dirección N120E con desplazamiento de 60 km. Dicho afloramiento presenta una forma redondeada y está inyectado en margas del Mioceno superior. Las margas han sido afectadas por la extrusión llegando a presentar, próximo a las rocas ígneas, un buzamiento de 30°. En el borde meridional la afección ha sido mayor, ya que aparecen al menos dos fallas inversas de vergencia sur y dirección N120E que superponen la roca volcánica sobre las margas

terciarias. Estos cabalgamientos han actuado, durante un cierto tiempo, a lo largo del Mioceno superior, con una gran intensidad tectónica como se deduce por la existencia, en esta falda meridional, de estratos invertidos de aglomerados volcánicos que buzcan hacia el interior del cerro y que originariamente debieron depositarse en posición normal sobre las margas y con buzamiento hacia el exterior del cerro. Estos conglomerados constituyen un pequeño sinclinal volcado situado por debajo del cabalgamiento más externo.

Además de los conglomerados referidos, cuyo grado de cementación es importante, existen en la ladera sur otros materiales piroclásticos más modernos, constituidos por unas arenas no consolidadas de tonos oscuros que reposan discordantemente sobre la roca volcánica (estratos horizontales en los puntos más elevados) y sobre los conglomerados y margas del Mioceno (estratos de hasta 30° en la ladera).

En la parte más superficial del afloramiento volcánico se observan enclaves de margas miocenas englobadas dentro de la roca ígnea, presentando un evidente metasomatismo de contacto al apreciarse cierto recalentamiento en las margas. Estos enclaves presentan una disposición irregular (no lineal) que induce a pensar en una emisión volcánica de carácter efusivo, en la que los gases debieron jugar un papel preponderante, pudiendo agrandar fracturas iniciales y obligar a que se albergara la roca volcánica en las nuevas cavidades.

La visita a la base del afloramiento permite observar excelentes ejemplos de disyunción columnar y un sistema de fracturas concéntricas curvadas que representan superficies de enfriamiento desde el centro a la periferia del pitón volcánico. Existe otro sistema de fracturas normales a las columnas que buza unos 70° hacia el exterior del yacimiento. Las rocas del centro de la emisión son negras, muy compactas, con pequeñas láminas brillantes de flogopita y numerosas amígdalas rellenas de calcedonia verdosa. Son frecuentes las cavidades producidas por el escape de gases y otras de tonos verdosos y amarillentos debidas a la alteración de los ferromagnesianos.

Desde el punto de vista estructural, Fúster et al. (1967) diferencian una zona central, facies de borde, brechas piroclásticas y el Mioceno circundante. La facies de borde ocupa una estrecha zona entre la central y las brechas; las rocas son muy porosas, de aspecto pumítico y están parcialmente alteradas. La brecha piroclástica rodea todo el afloramiento y está formada por fragmentos carbonatados y fragmentos de rocas volcánicas. Este espectacular afloramiento de rocas lamproíticas estuvo amenazado de desaparecer al utilizarlo durante un tiempo como vertedero

de escombros. Por suerte, se pudo detener esta acción y posteriormente se ha construido una plataforma para su visita, recuperándose en una parte significativa. Por su composición química y mineralógica las rocas volcánicas de Calasparra presentan una gran semejanza con las de Cancarix (cancalitas), aunque tienen un carácter ligeramente más férrico y más potásico.

Al norte de la hoja de Calasparra se encuentra el mayor afloramiento de rocas lamproíticas de la Región de Murcia en el Cerro Salmerón o del Monagrillo, con características muy similares a las de Cancarix y que ha sido estudiado con detalle por Fúster et al. (1967).

Veritas de Barqueros

Se trata de un afloramiento de rocas ultrapotásicas de tipo verítico, en el que se conserva parte del aparato volcánico y donde se puede observar toda una gama de productos emitidos durante la actividad volcánica: lavas, cenizas, piroclastos, etc.

Este yacimiento aparece descrito por primera vez en un trabajo de San Miguel de la Cámara et al. (1951), en el que se ofrecen los principales datos de campo y diversas observaciones sobre su estudio microscópico y químico. Las rocas se describen como veritas, diferenciando cuatro tipos según su macroestructura: compacta, lavas porosas, lavas escoriáceas y escorias. Templado et al. (1952) ponen igualmente de manifiesto la presencia de estas rocas volcánicas en el estudio de la hoja de Alhama de Murcia e indican que la erupción atraviesa terrenos que han sido datados anteriormente como miocenos, aunque no especifican en qué nivel o tramo ya que no encuentran fósiles. Fúster y Gastesi (1965) realizan un estudio petrológico de estas rocas lamproíticas y presentan una cartografía detallada del afloramiento diferenciando en la leyenda del mapa cuatro tipos de manifestaciones volcánicas. El afloramiento de Barqueros se incluye en un trabajo de síntesis sobre las rocas lamproíticas del sureste (Fúster et al., 1967) y más tarde en otro que recoge las manifestaciones volcánicas del sureste peninsular (López Ruiz y Rodríguez Badiola, 1980). El afloramiento de Barqueros conserva todavía las características más relevantes de una emisión volcánica, pese a que la erosión ha modelado en gran medida la morfología inicial, abriendo barrancos que poco a poco han desmantelado las coladas y dejan el Mioceno infrayacente al descubierto, como se puede observar en el valle interior situado al pie del Cabezo del Morrón). La emisión se produjo atravesando las margas miocenas a partir de un centro principal, situado probablemente en ese cabezo. Las lavas se extendieron rápidamente por los relieves circundantes, produciendo un acusado efecto térmico en los materiales

miocenos, como se puede advertir a lo largo de los contactos y en varios enclaves interiores. Las margas presentan en esos puntos una fractura quebradiza, mayor tenacidad, brillo vítreo en el corte y un tamaño de grano muy fino, propiedades inferidas tras el contacto con el material volcánico a elevada temperatura.

En relación a la morfología de los materiales volcánicos, Fúster y Gastesi (1965) establecen cuatro grupos cartográficos: 1) Centro de emisión reciente; 2) Aglomerado brechoide circundante; 3) Veritas en masa y coladas antiguas y 4) Coladas modernas. El primero se sitúa en el Cabezo del Morrón, a una cota actual de 361 metros y constituye un núcleo de rocas masivas endurecidas por procesos tardíos de silicificación. Las veritas presentan un aspecto compacto y contienen numerosas cavidades alargadas producidas por el escape de los gases. El aglomerado brechoide forma una banda que rodea completamente al núcleo de emisión principal; también ha sido afectado por procesos tardíos de carbonatación y silicificación. Las veritas en masa y coladas antiguas ocupan la mayor parte del afloramiento; contienen con frecuencia inclusiones de materiales miocenos y están recubiertas por emisiones tardías, especialmente en la parte central. Finalmente, las coladas modernas aparecen al oeste del afloramiento, presentan un aspecto más escoriáceo y han sufrido más intensamente la meteorización.

El afloramiento volcánico está afectado por varios sistemas de fracturas con una notable incidencia en su morfología actual (Fúster y Gastesi, 1965).

a) Fracturas con dirección NE-SW. Condicionan el contacto occidental de los materiales volcánicos con las margas miocenas y son paralelas a las grandes fallas de la zona (la del Guadalentín, entre otras).

b) Fracturas de dirección NW-SE. Se trata de un sistema perpendicular al anterior, de origen tardío y menos desarrollado.

c) Fracturas concéntricas o anulares. Rodean al Cabezo del Morrón poniendo en contacto unas areniscas miocenas con las veritas.

Estas superficies de fractura, particularmente las de dirección NW-SE han facilitado la salida del material lávico a la superficie e incluso han podido sufrir una reactivación tardía. En conjunto, el límite sureste del afloramiento está marcado por las fracturas mientras que los demás contactos se producen simplemente por superposición de las coladas sobre los materiales del Mioceno.

Para Fúster et al. (1967) la erupción de Barqueros se inició en el Burdigaliense y tuvo un carácter explosivo a juzgar por la morfología del afloramiento y los productos emitidos.

Las rocas de este afloramiento se pueden clasificar de acuerdo con su composición mineralógica y su textura. Se encuentran así tres tipos principales: veritas holocristalinas porfídicas que pueden contener o no un anfíbol potásico (richterita); veritas hipocristalinas porfídicas y veritas con analcima potásica.

La composición mineralógica global está constituida por olivino, parcialmente transformado en iddingsita, flogopita, piroxeno de tipo diópsido, sanidina y espinelas, con una matriz vítrea o microcristalina. Las proporciones de estos minerales varían de unas muestras a otras, aunque los componentes más abundantes suelen ser flogopita y olivino. El vidrio, por su parte, puede alcanzar más de un 50 % en muchas muestras; su contenido marca las principales diferencias entre unas rocas y otras e incluso se puede encontrar una gradación entre veritas vítreas y holocristalinas. Junto a estos minerales se encuentran otros originados por transformaciones posteriores o por la acción de soluciones hidrotermales tardías. Los procesos más desarrollados son la silicificación y la carbonatación; de hecho, la calcita puede llegar a alcanzar elevadas proporciones en muchas muestras; suele ir acompañada de calcedonia u ópalo. Los anfíboles y feldespatoideos (richterita y analcima) sólo han aparecido en dos de los ejemplares observados al microscopio.

Entre los componentes accesorios podemos citar al apatito, en pequeños cristales idiomorfos y a una espinela tipo picotita, generalmente incluida en los cristales de olivino.

El Carmolí

Se trata de un afloramiento de rocas calco-alcalinias representativas del volcanismo neógeno en la zona del Mar Menor.

No se ha realizado ningún trabajo específico sobre este afloramiento; no obstante, queda incluido en otros de un entorno más o menos amplio que hacen referencia a los materiales representados, su mineralogía, quimismo y petrogénesis. Destacan entre otros los estudios de Fuster e Ibarrola (1952), Rodríguez Badiola (1973), López Ruiz et al. (1977), López Ruiz y Rodríguez Badiola (1980), Puga (1980), Molin (1980), López Ruiz y Rodríguez Badiola (1985) y Venturelli et al. (1984). También vienen recogidos algunos datos sobre estas rocas en el Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000 (hoja nº 956, San Javier; Colodrón et al., 1977),

en el que figuran como vulcanismo Plio-Cuaternario. El afloramiento de rocas volcánicas (andesitas piroxénicas) ha aprovechado zonas de mayor debilidad para la extrusión y ha sido afectado posteriormente por fracturas distensivas, la más significativa coincidente con la línea de crestas, en torno a la cual se disponen también las erupciones tardías correspondientes a los pequeños conos volcánicos.

Se puede efectuar un recorrido geológico detallado en la zona. Ya desde el desvío al Carmolí en la carretera de San Javier a Los Nietos se observa el relieve característico, con numerosas edificaciones en las laderas, muchas de ellas asentadas en la propia roca volcánica. Ascendiendo por un pequeño camino que lleva hasta la cumbre y excavado en los materiales volcánicos, casi al principio se puede observar un magnífico ejemplo de cineritas, cenizas volcánicas interstratificadas con las rocas volcánicas, con lechos de ópalo intercalados de espesor milimétrico. Llama también la atención la notable dureza de estas rocas y consiguientemente, una alta resistencia a la erosión dando un relieve abrupto con superficies irregulares, a modo de malpaís. Las rocas presentan tonalidades rojizas debido a su incipiente alteración y a una diseminación de óxidos de hierro (hematites y goethita), tal como se aprecia en el estudio microscópico. También son frecuentes pequeños aparatos volcánicos de escasos metros de desarrollo en los que se observan magníficos ejemplos de disyunción columnar. Estas rocas, por el contrario, presentan una coloración menos acusada y una alteración más débil. A medida que se asciende las rocas van presentando un mayor nivel de fragmentación y alteración, particularmente cerca de la cumbre. En ésta, la acción del viento se pone mucho más de manifiesto por la presencia de amplias cavidades a modo de cuevas, producidas por la abrasión de partículas sobre estos materiales.

Rocas volcánicas de Fortuna

Las fortunitas afloran en tres sectores próximos a este pueblo: Los Derramadores, Cerro de El Tale y Cabecicos Negros. El afloramiento de Cerros Negros fue descrito como roca eruptiva de Fortuna por Adán de Yarza (1893), designando como fortunitas a las rocas volcánicas de los bordes y como traquitas a las situadas en el centro. Posteriormente Ossan (1906) ofrece numerosos datos químicos y mineralógicos de estos materiales en un trabajo dedicado a las rocas alcalinas de España, aunque designa como fortunita a la traquita de Ayán de Yarza e identifica como veritas a las rocas de los bordes por su gran parecido con las del Cabezo María en las proximidades de Vera (Almería). Meseguer y Gea (1953) recogen la presencia de estas rocas volcánicas en la hoja de Orihuela del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000. También se realiza una

breve referencia a las fortunitas en la 2ª edición de este mapa (Serie Magna), a cargo de Enadimsa (1974), considerándolas post-miocenas y de morfología filoniana. Los afloramientos de fortunita se describen con detalle en un trabajo de Fúster et al. (1967) dedicado a las rocas lamproíticas del sureste de España, con numerosas observaciones de campo, datos químicos, petrológicos y petrogenéticos.

Los Cerros Negros forman un afloramiento de morfología irregular que es el resultado de la erosión de una antigua chimenea volcánica que se inyecta a través de las margas miocenas produciendo efectos térmicos importantes en el contacto, que se traducen en un cambio en la coloración, acusado endurecimiento, microfracturaciones con fractura concoide, mineralizaciones de óxidos de hierro y manganeso como relleno de superficies de fractura y una notable silicificación. El contacto margas-roca volcánica se puede observar claramente en numerosos puntos que destacan por el cambio acusado en la coloración. Las rocas más alejadas del centro de la extrusión presentan una típica textura vacuolar y amigdaloides debida al escape de gases, mientras que las del centro son más compactas. A simple vista destacan pequeños cristales pardo-rojizos de mica, numerosas cavidades debidas a la alteración de piroxenos y una matriz vítrea a microcristalina. Las rocas están muy fracturadas debido al desarrollo de varios sistemas de diaclasas. En conjunto, la alineación de rocas volcánicas de los Cerros Negros se extiende a ambos lados de la carretera a la Jineta y presenta una coloración parda oscura típica, que contrasta con la blanco-grisácea de las margas adyacentes.

El yacimiento de El Tale fue descubierto por J.Mª Fúster en 1965 y tiene una morfología muy parecida al de Puebla de Mula. Está formado por un dique de dirección E-O y una corrida de unos 600 m. que constituye la línea de crestas con un espesor de 5 a 10 metros y está afectado por varias fracturas que lo desplazan lateralmente y lo fragmentan en varios sectores. Atraviesa una formación miocena formada por margas, arcillas y conglomerados de bordes angulosos con cantos de cuarcitas, metabasitas y rocas carbonatadas que buzan unos 60° al SSE.

La roca volcánica es muy oscura, vítrea y con numerosas cavidades alargadas y elipsoidales. Presenta un grado de alteración apreciable y destacan cristales milimétricos de biotita de sección hexagonal más o menos deformada.

El dique de los Derramadores presenta similares características petrológicas y de afloramiento que los anteriores y corresponde a una misma efusión volcánica, que ha sido posteriormente muy afectada por la tectónica distensiva y por los procesos generales de meteorización. En

todos los afloramientos son comunes las pátinas y rellenos de pequeñas fracturas por óxidos de hierro (principalmente hematites) y concreciones de óxidos de manganeso de intenso color negro.

Ossan clasificó las rocas alcalinas del sureste de España en una serie de tipos diferenciados por su textura y composición mineralógica. Designó como jumillitas a las rocas volcánicas casi cristalinas constituidas por olivino, flogopita, piroxeno tipo diópsido, anfíbol (principalmente richterita potásica) y sanidina. Estas rocas afloran ampliamente en el sector de La Celia y diapiro del Morrón, al oeste de Jumilla, por lo que recibieron esta denominación. La fortunita corresponde a una roca volcánica de carácter porfídico, caracterizada por la presencia de fenocristales milimétricos en una matriz microcristalina o vítrea, rica en sílice y formada por mica (flogopita o biotita), piroxeno rómbico (ortopiroxeno), sanidina y algo de diópsido. La verita fue la primera roca alcalina de este grupo descrita en el sureste de España y está formada por olivino, flogopita, sanidina y diópsido como minerales característicos. Presenta un aspecto vitrofídico y está afectada por varios episodios de silicificación y carbonatación. Aparece bien representada en el afloramiento de Barqueros. Existen varias transiciones entre estos tres tipos de rocas de acuerdo con la abundancia relativa de los minerales esenciales, tamaño de grano, textura y estructura. Desde el punto de vista mineralógico no existen grandes diferencias entre jumillitas, cancalitas, fortunitas y veritas porque la abundancia de determinados minerales está condicionada por el grado de cristalización de la roca (Fúster et al., 1967). Como se indica anteriormente, los principales componentes son olivino (en general muy alterado), flogopita, clinopiroxeno, ortopiroxeno (en algunas cancalitas y fortunitas), leucita (en jumillitas y veritas) y proporciones variables, según el grado de cristalinidad, de sanidina, richterita potásica y vidrio (López Ruiz y Rodríguez Badiola, 1980). Entre los minerales accesorios se encuentran apatito, calcita, rutilo y minerales del grupo de la espinela. Bajo el punto de vista morfológico, las rocas lamproíticas aparecen en forma de chimeneas de diámetro pequeño (generalmente inferior a 1 km.) que perforan los materiales adyacentes en los que se aprecian signos evidentes de metamorfismo de contacto. En los bordes de los afloramientos aparecen numerosas brechas y aglomerados volcánicos de aspecto vacuolar y poco cristalinos.

Afloramiento volcánico de La Carolina (Águilas)

Se trata de uno de los afloramientos más espectaculares de rocas volcánicas de la Región Murciana, tanto por su morfología como por la complejidad de la emisión. En efecto, no es un yacimiento volcánico interstratificado, ya que el contacto con los materiales mio-pliocenos es verticalizado. Este afloramiento no viene cartografiado en el Mapa Geológico de España a escala 1:50.000 (hoja nº 997, Águilas; IGME, 1974), hecho que puede justificarse, tanto por las reducidas dimensiones del mismo como por su escasa visibilidad desde tierra firme. Alvarez (1991) realiza un estudio estructural y petrológico del vulcanismo neógeno al este de Sierra Almagrera y cita la presencia de alternancias de niveles cineríticos de color gris claro con brechas de bloques andesíticos oscuros. En ambos casos, sobre las rocas volcánicas reposan discordantes las areniscas y margas del Plioceno, lo que indica una edad previa para las mismas.

El afloramiento de rocas volcánicas se abre paso a través de una formación de margas, arcillas, limos amarillentos y calcarenitas en el techo con abundantes fósiles (Lamelibranchios, Ostreidos, Equínidos, Briozoos, etc.). Sobre ellos reposa en posición disconforme un conglomerado de 2 a 5 metros de espesor, con *Strombus* del Tirreniense, que se sitúa a una altura de unos 30 metros sobre el nivel actual del mar. Este conglomerado constituye el resalte característico de estas elevaciones costeras, debido a su mayor resistencia a la erosión. Esta formación presenta un buzamiento muy suave al norte (15 a 20°), relativamente constante en toda la zona, con una dirección media de los estratos de N 80° E. En las proximidades de la roca volcánica las capas se inclinan bruscamente, alcanzando una pendiente de 45°.

El afloramiento de rocas volcánicas choca directamente con la formación marga-arcillosa, ya que la dirección de los niveles volcánicos es de N 20° E, con un buzamiento entre 30 y 60° en dirección al mar. Estos materiales están inyectados en una fractura de dirección N 80° E, con una fuerte deformación de los estratos junto al contacto. Por otra parte, esta emisión se puede relacionar con otras próximas y de la misma naturaleza: Isla Negra, Isla del Fraile, Isla de Terreros y Pozo del Esparto, lo que induce a pensar en una alineación costera de emisiones volcánicas de tipo fisural que han aprovechado superficies de fracturas profundas.

Este vulcanismo es congruente con las características de la Neotectónica que han definido para esta zona Rodríguez Estrella y Lillo Carpio (1986). En efecto, tras los esfuerzo de compresión de dirección casi

N-S, sucede una relajación y con ella la formación de fallas normales de dirección próxima a E-W, que son por donde se inyectan las rocas volcánicas.

Según las observaciones tectónicas, parece deducirse que la extrusión tuvo lugar en diversas fases sucesivas. La primera debió ocurrir durante el Mioceno superior-Plioceno, pues el Cuaternario se encuentra discordante sobre estos últimos materiales y sobre la roca volcánica. Ello explicaría, además del hecho de estar constituido por cantos de micaesquistos y cuarcitas bien redondeados, que su espesor sea muy irregular, pero sobre todo menor en el centro de la bóveda del aparato volcánico, como consecuencia de adaptarse a un relieve preexistente. Sin embargo, durante el Tirreniense, tuvo lugar una reactivación ígnea y ello se manifiesta por varios hechos:

a) El contacto entre la roca volcánica y los materiales mio-pliocenos, de dirección N 80° E, se continúa hacia los estratos superiores del Cuaternario en forma de falla y por ella existe una pequeña inyección con su correspondiente efecto térmico de contacto en ambos lados de la fractura.

b) Otro hecho que confirma las diversas fases de la extrusión es la presencia de niveles de aglomerados, brechas volcánicas y piroclastos, que se han "derramado" por la ladera hacia el mar, adoptando un buzamiento de 30° hacia el sur y cuya génesis no es fácil de explicar.

- El afloramiento volcánico presenta, pues, una historia compleja. Se pueden diferenciar hasta cinco niveles de aglomerados y brechas volcánicas aparentemente interestratificados entre las riolacitas, manteniendo la misma estructura general. En cada uno se observan bloques y fragmentos de hasta varios decímetros de tamaño, con los bordes redondeados y con numerosas cavidades rellenas por minerales tardíos. Son muy frecuentes los nódulos de calcedonia y cuarzo, agrietados y fragmentados, incluidos en la trama volcánica. Las rocas, por su parte, presentan una tonalidad grisácea, matriz microcristalina y textura porfídica, abundando los fenocristales de plagioclasa zonada, cuarzo y feldespato potásico.

- En el seno de las riolacitas se encuentran localmente numerosos enclaves de rocas más básicas, produciéndose una alteración muy acusada en sus bordes. El componente más abundante en ese conjunto alterado es la calcita, probablemente derivada de la alteración de la plagioclasa cálcica. Uno de esos enclaves tiene forma elipsoidal, con más de un metro en su eje mayor. Está atravesado por varias fracturas que no

afectan a las riocitas y aglomerados riocíticos adyacentes; la dirección de esas fracturas no coincide con ninguna de las que afectan a las rocas, hecho explicable por cuanto este material del enclave ha sufrido varios movimientos hasta su ubicación definitiva.

- La actividad volcánica en esta zona ha debido consistir en fases de emisión relativamente tranquilas, interrumpidas por efusiones rápidas de carácter explosivo, repitiéndose esos ciclos varias veces. Alguna de estas etapas ha debido tener un carácter mixto, por el gran número de enclaves que presenta.

Metabasitas del Cabezo Mingote

El afloramiento de Cabezo Mingote se encuentra próximo a Los Nietos, junto al Mar Menor y tiene un fácil acceso desde esa localidad o desde la carretera del Algar a Cabo de Palos, tomando el desvío a la autovía de la Manga. El único trabajo realizado específicamente sobre este afloramiento analiza la naturaleza y quimismo de los anfíboles asbestiformes asociados al afloramiento de metabasitas (Jaén et al., 1988), con una descripción general de los materiales encajantes. Los anfíboles corresponden a un término actinolítico y vienen acompañados de epidota, calcita, cuarzo y cantidades menores de dolomita, clorita, hematites y talco.

Las rocas ígneas básicas conocidas como ofitas presentan una amplia distribución dentro de materiales carbonatados de la Cordillera Bética oriental. Algunas estructuras volcánicas y rocas piroclásticas evidencian actividad magmática durante el Triásico y Jurásico medio. Las rocas intrusivas predominan en el Triásico, consistiendo especialmente en un grupo de doleritas toleíticas con ortopiroxeno, pigeonita y augita y un grupo de rocas intermedias con tendencia alcalina. Las rocas ígneas del Jurásico que se presentan en la serie rítmica de calizas y margas del Bajociense pertenecen a la familia de los basaltos alcalinos-latita-traquita (Gözl, 1978).

Las rocas ígneas han sido alteradas por autometamorfismo (uralitización), metasomatismo (espilitización) y metamorfismo regional de muy bajo grado (metabasitas), caracterizado por la presencia de pumpeyita y prehnita. Se clasifican como diabasas, en el sentido de Europa Central y diabasas espiliticas.

Las diabasas del Subbético pertenecen a la zona prehnita-pumpeyita. El grado de metamorfismo aumenta hacia la zona interna de la Cordillera Bética, en la que aparecen metabasitas correspondientes a la zona hornblenda-albita-clorita dentro del Complejo Nevado-Filábride. Aquí

se encuentran lentejones de rocas eclogíticas que señalan el desarrollo de una etapa de presión muy elevada y el carácter plurifacial del metamorfismo regional.

En el sudeste de España se encuentran numerosos afloramientos de metabasitas intercalados generalmente en materiales triásicos de las zonas internas de las Cordilleras Béticas, en forma de sills o filones capa y con una potencia variable entre unos m y más de 150 m. El contacto suele ser concordante y en varios sectores se observan efectos de un metamorfismo térmico en las rocas adyacentes. Las metabasitas presentan un desarrollo generalizado de procesos transformativos, que han modificado su composición original, en muchos casos en un grado muy alto. De la paragénesis magmática original quedan como minerales relictos los siguientes: clinopiroxenos, plagioclasa cálcica, hornblenda, biotita e intercrecimientos granofíricos de cuarzo y feldespato potásico. A estos minerales se superponen los originados durante el metamorfismo regional de bajo grado: anfíbol de la serie tremolita-actinolita, clorita, moscovita, cuarzo y epidota. En casi todos los afloramientos se encuentran concentraciones locales de diversas menas (hematites, goethita, pirita, calcopirita, siderita, etc.), junto a epidota, cuarzo, calcita y eventualmente yeso, originados en una fase hidrotermal tardía y que ocupan diaclasas y cuerpos lenticulares bien definidos. Finalmente, estos materiales han experimentado una acusada alteración supergénica cuyo resultado ha sido la aparición en las rocas de coloraciones pardo-rojizas y amarillentas, que contrastan con el verde original de la roca fresca. Paralelamente se produce una desagregación del material y una transformación final hacia minerales de la arcillas, especialmente esmectitas. El desarrollo es muy evidente en el Puerto de la Cadena y Santomera (Ortiz Silla et al., 1974; Jaén, 1987; Jaén et al., 1988). El estudio paragenético de las asociaciones representadas en las metabasitas tiene un especial interés por la semejanza de los efectos que estos procesos reflejan en afloramientos muy distantes e incluso en un contexto geológico diferente (Jaén et al., 1985).

El afloramiento de metabasitas es congruente con las rocas encajantes y se diferencia una zona inferior en que las rocas tienen una mayor compacidad y menor alteración y una superior, ya en contacto con el pie de monte en que las metabasitas presentan una acusada alteración. Todo el afloramiento está afectado por una densa red de diaclasas agrupadas en varios sistemas con gran desarrollo en la vertical; algunas están selladas por mineralizaciones tardías (calcita, hematites, epidota, anfíboles, etc.).

Las metabasitas presentan una textura subofítica, con gran variación en el tamaño de grano. En las zonas de borde las rocas tienen una textura glomeroporfídica formada por una matriz de grano fino que incluye algunos fenocristales de piroxeno y plagioclasa. La asociación mineralógica presente está formada por plagioclasa cálcica, diópsido, feldespato potásico, hornblenda marrón, y hornblenda actinolítica, junto a epidota, clorita, cuarzo, albita, titanita y menas metálicas. Las rocas presentan al microscopio una alteración muy acusada y reflejan el desarrollo de varios procesos de transformación, tales como la uralitización y cloritización de los melanocratos, la albitización y sericitación de las plagioclasas y la neoformación de minerales de filiación metamórfica e hidrotermal.

LUGARES DE INTERÉS MINERALÓGICO

Sierra minera de La Unión

La Sierra de Cartagena-La Unión constituye uno de los distritos mineros más importantes de España y el más representativo de la Región de Murcia por sus yacimientos de Fe-Pb-Zn, de especial interés minero. Además, la complejidad de la tectónica de la zona y la variada mineralogía de los yacimientos hacen que toda la sierra represente un excelente museo natural para numerosas disciplinas geológicas y un buen ejemplo de una profunda alteración del medio geológico debida a la intervención humana. En la actualidad todas las actividades mineras están paralizadas. El distrito minero de La Unión-Sierra de Cartagena cubre una extensión de unos 50 km² entre esos términos municipales; conserva numerosas labores y restos de explotaciones antiguas, especialmente romanas, y de otras intermitentes a lo largo de nuestra historia, pasando por un apogeo en los siglos XIX y XX hasta que se produjo el cierre prácticamente definitivo hace escasos años. Esta intensa actividad extractiva confiere al paisaje una fisonomía típicamente minera que ha incidido en importantes cambios en la topografía derivados de las explotaciones de La Unión, en las que se han removido anualmente hasta 2.5 millones de toneladas de materiales.

Desde el punto de vista del coleccionista, las labores mineras más significativas de la Sierra de Cartagena-La Unión se encuentran en Mina "Esperanza" o "Haití", en las proximidades de San Ginés de la Jara; corta "San Valentín", accesible desde el Descubierta "Emilia" o desde Portmán por pistas particulares; mina "San Timoteo", famosa por la belleza de los ejemplares de yeso; mina "Teresita" entre Llano del Beal y Portmán; minas "Victoria" y "Precaución", cerca de San Ginés, con excelentes cristales de

barita; corta "Braunita", con valisos ejemplares de vivianita; corta "Sultana", mina "Balsa-Depositaria" en Portmán, etc.

Desde el punto de vista estratigráfico y tectónico se pueden distinguir en este distrito minero tres grandes unidades: Complejo Nevado-Filábride, Complejo Alpujárride y materiales postorogénicos.

A grandes rasgos, las principales mineralizaciones de este distrito se pueden sistematizar por su paragénesis y distribución zonal (Oen et al., 1975), por su relación con la evolución paleogeográfica y tectónica de las distintas unidades representadas (Pavillon, 1969, 1972), por su distribución en cada uno de los conjuntos que afloran (paleozoicos, triásicos y miocenos, Espinosa Godoy et al., 1974) o bien por episodios y etapas mineralizantes (Kager, 1980), entre otros criterios. Oen et al. (1975) proponen una sistemática de las diferentes mineralizaciones teniendo en cuenta su paragénesis más significativa: una zona central, con mineralizaciones de sulfuros, carbonatos, sílice y óxidos e hidróxidos, en relación directa con las rocas volcánicas tardías (Canteras de Cabezo Rajado, Las Lajas, San Luis, Pablo y Virginia, etc); una zona intermedia, con mineralizaciones de sulfuros, carbonatos, sílice, greenalita y magnetita (canteras Emilia, Tomasa, San Valentín, San José, Gloria, Brunita, etc) y una zona externa o marginal caracterizada por paragénesis de sulfuros, carbonatos y sílice en rellenos filonianos que encajan en mármoles y esquistos nevadofilábrides, en calizas alpujárrides y en sedimentos miocénicos.

Según Manteca y Ovejero (1992) los diferentes tipos de yacimientos del distrito se pueden clasificar, atendiendo a sus características morfológicas y genéticas, en: mantos, disseminaciones en el Mioceno, estructuras filonianas, stockworks, pequeños filones y reticulaciones y depósitos tipo gossan (recogido en Sainz de Baranda, 1996).

Desde un punto de vista económico, son evidentemente los primeros los que adquieren mayor importancia. Estos mantos son cuerpos estratiformes que reemplazan a los materiales carbonatados en los que encajan. Según su posición estratigráfica se distingue el manto superior (primer manto), situado en la base del paquete carbonatado del Alpujárride inferior, y el manto inferior (segundo manto), situado en el nivel de mármoles del Nevado-Filábride superior.

A su vez se pueden clasificar atendiendo a sus asociaciones minerales (presentándose indistintamente en el primer y segundo mantos), en:

- "Manto piritoso". Paragénesis 1: Asociación clorita-sulfuros-carbonatos-sílice. Como sulfuros principales aparecen pirita, esfalerita, galena, marcasita y pirrotina, y como accesorios, calcopirita, arsenopirita, tetraedrita y estannina, con siderita como principal carbonato. Aparece representado en el Segundo Manto de las explotaciones de "Los Blancos", "Brunita", "Gloria-Este", "Pablo y Virginia", et. y en el Primer Manto de las de "Buen Consejo", "Julio César" y "Eloy".

- "Manto de silicatos" o de magnetita. Paragénesis 2: Asociación greenalita-magnetita-sulfuros-carbonatos-sílice, con galena, esfalerita, pirita, marcasita y calcopirita como sulfuros principales dispersos en la matriz silicatada, con tetraedrita y estannina como accesorios. El principal carbonato es la siderita, con cantidades variables de manganeso (formando serie isomorfa parcial con rodocrosita) y zinc, formando serie completa con smithsonita. La sílice se presenta bajo forma de calcedonia, ópalo y cuarzo amatista. Aparece representado en el Primer y Segundo Manto de "Emilia"- "San Valentín"- "Tomasa" y en el Segundo Manto de "San José", "Gloria" y "Juanito". Destaca un nivel estratiforme asociado a pelitas carbonosas en el Alpujárride Inferior ("capa negra") compuesto por marcasita, pirita, esfalerita y galena, que se desarrolla en el área de "Los Blancos" y "San José"- "Brunita".

Las diseminaciones en el Mioceno son cuerpos irregulares con mineralización de sulfuros (pirita, marcasita, esfalerita y galena) diseminada en los niveles pelítico-arenosos, y reemplazando los clastos calizos en los niveles conglomeráticos.

Los cuerpos filonianos con mineralización de pirita-galena-esfalerita se desarrollan a favor de un sistema de fallas (preferentemente en las de dirección N130°E) que se extiende fundamentalmente al sur de la zona de mantos, encajando de forma preferencial en los niveles carbonatados del Complejo Nevado-Filábride (El Gorguel, Peña del Águila, minas "Rosa", "Secretaría", "La Loba") y del Complejo Alpujárride ("El Gorguel", "Peña del Águila", "San Ginés"). También aparecen en el Paleozoico, tanto en forma de filones bien desarrollados, como en forma de reticulaciones y stockworks ("Los Blancos", "Brunita", "Sultana"), con rellenos de galena, pirita, esfalerita y casiterita (Minas "Rosa", "Joaquina", "Buen Suceso", "Secretaría", "La Loba", "Tajos Quebrachos").

En el área del Cabezo Rajado aparece también una compleja red de filones y estructuras tipo stockwork asociados a vulcanitas, a las que infunden una intensa alteración hidrotermal (algunos de estos filones con mineralización primaria de pirita-galena-esfalerita se han explotado hasta los 450 metros de profundidad). Asimismo, en las zonas del Cabezo Rajado y Cuesta de las Lajas, aparece una mineralización de Pb-Zn-Ag asociada a diques-brecha.

Hay que resaltar, por su interesante paragénesis, los filones del área de la Cuesta de las Lajas (mina "Remunerada", "Tesoro de Carolina", "Pablo y Virginia", "Santa Teresa", etc.) y La Crisoleja, asociados a rocas volcánicas andesíticas (localmente llamadas "chiscarras"), con una mineralización compuesta por pirita, galena, esfalerita y casiterita xiloide de baja temperatura.

Mención aparte merecen las numerosas explotaciones e indicios de baritina y óxidos de manganeso, que se presentan en general como relleno de fracturas y diaclasas en los materiales carbonatados nevado-filábrides y alpujárrides, en la zona externa del distrito minero. Numerosos ejemplos de este tipo de yacimientos aparecen próximos a las poblaciones de El Beal, Llano del Beal, Los Blancos, Los Belones, San Ginés de la Jara, etc., destacando por su importancia las labores de las minas "Victoria" y "Joaquina". La paragénesis característica de estos depósitos está constituida por baritina y calcita, junto con óxidos e hidróxidos de hierro (goethita, hematites, lepidocrocita) y manganeso (pirolusita y psilomelana o romanechita como principales, y manganita, braunita, todorokita y birnesita, como accesorios).

Todos los tipos anteriormente expuestos pueden verse sometidos a una mayor o menor alteración superficial, ocasionando depósitos de tipo gossan con paragénesis de óxidos (hematites, pirolusita, coronadita, calcofanita), hidróxidos (goethita, manganita), sulfatos (grupo jarosita, alunita, baritina, linarita, anglesita, yeso, melanterita), silicatos (calcedonia, cuarzo, cloritas tipo chamosita-clinocloro, hemimorfita) y cantidades menores de carbonatos (smithsonita, cerusita, malaquita), haluros (clorargirita) y elementos nativos (plata y cobre). Muy excepcionalmente se pueden formar fosfatos secundarios (vivianita, ludlamita, cacoxenita), como es el caso de la mina "Brunita". Estos depósitos adquieren gran importancia por concentrar metales como Ag y Pb (comúnmente asociados a jarositas), produciéndose enriquecimientos locales de estos elementos respecto a las menas primarias, como en el caso de la zona de "San Valentín" y El Estrecho (López García y Lunar, 1983).

Tras el cierre de las explotaciones mineras, la Sierra de Cartagena-La Unión presenta un abandono casi total y fuera de todo control ya que salvo la visita a zonas muy concretas se impide radicalmente el acceso a las antiguas labores mineras. Se ha producido un cambio radical en la actividad tradicional de la sierra, que ahora se orienta hacia el turismo, como queda patente al recorrer la carretera entre Cabo de Palos y Portmán. Lo más interesante en este sentido es poder llevar a cabo la excelente iniciativa de un amplio colectivo de entusiastas de la geología y la mineralogía de esta sierra para ubicar un parque minero y ambiental en el sector más emblemático de toda la zona: el Cabezo Rajao.

Distrito minero de Mazarrón

Junto con la zona minera de La Unión-Sierra de Cartagena es el más representativo de la Región de Murcia por su explotación desde las primeras civilizaciones peninsulares y por conservar fielmente las huellas de los trabajos mineros a lo largo de la historia local. Presenta un interés minero, metalogenético, mineralógico, petrológico y tectónico. Las explotaciones mineras se encontraban localizadas en tres sectores importantes: a) en las proximidades de Mazarrón en los cabezos de San Cristóbal y Los Perules; b) en Pedreras Viejas a 3 km. de Mazarrón, cerca de la carretera de Aguilas y c) en el coto Fortuna, a unos 7 km. al oeste de Mazarrón.

Desde la antigüedad, la existencia de minerales y el desarrollo de explotaciones mineras han hecho del sur de España un distrito de gran importancia a nivel europeo. Los primeros vestigios de una explotación sistemática aparecen con los fenicios y los cartagineses, aunque todo el conjunto ha debido ser objeto de explotaciones anteriores. Tras el notable impulso dado a la extracción de minerales por los romanos -que llegaron a explotar galerías hasta 500 m de profundidad en esta zona- sigue una etapa relativamente tranquila, con nuevas actividades mineras durante la ocupación árabe y finalmente y con algunos períodos de cierta relajación, la extracción prosigue en últimas décadas en buen número de sectores; en Mazarrón las labores mineras cesaron en 1962. En conjunto, se puede seguir la evolución de la minería en el sureste español a lo largo de más de 2500 años. Durante cuatro siglos de actividad desbordante, el imperio romano produjo de 6 a 8 millones de toneladas sólo de plomo y es preciso esperar hasta mediados del siglo XIX para que esta producción sea sobrepasada. Precisamente, entre 1870 y 1881 España ocupó el primer lugar en la producción mundial de plomo, puesto que cedió a los Estados Unidos en este último año.

Las mineralizaciones ligadas al volcanismo se encuentran en forma de filones que cortan a los aparatos volcánicos o como disseminaciones en las rocas alteradas (aparatos o brechas). Las principales mineralizaciones no afloran en superficie y por tanto presentan un recubrimiento de materiales neógenos y cuaternarios.

En conjunto, el distrito de Mazarrón comprende una variada gama de mineralizaciones distribuidas en los complejos tectónicos béticos que afloran en las proximidades de la localidad, así como en las rocas volcánicas. Los yacimientos de mayor riqueza están relacionados con las rocas volcánicas ácidas e intermedias, generalmente muy alteradas correspondientes a erupciones posteriores al Mioceno, ampliamente representadas en una banda que se extiende desde Cabo de Gata hasta el Mar Menor. Junto a ellas se encuentran las principales labores mineras recubiertas por un tonelaje enorme de vertidos, estériles y escombreras procedentes de los materiales encajantes y de los restos del tratamiento a que fueron sometidos para la recuperación de metales.

La parte esencial del conjunto mineralizado se localiza en los relieves existentes al oeste de Mazarrón; sin embargo, una parte de la ciudad está edificada sobre restos de aparatos muy erosionados, que a su vez fueron objeto de explotaciones antiguas. La mineralización, esencialmente de sulfuros, fue explotada en la roca volcánica mediante galerías. En la superficie las rocas volcánicas están menos alteradas que en el resto del sector y aparecen atravesadas por una red compleja de filones anastomosados dando en conjunto un aspecto característico de "stockwork". La mineralización visible en superficie consiste sobre todo en óxidos de hierro y de manganeso.

En el Cabezo de San Cristóbal la zona mineralizada consiste en una red de filones paralelos distribuidos en un área alargada, de 1250 x 350 m, orientada en dirección noroeste. Aquí el "stockwork", constituido por los filones principales y sus ramificaciones, estaba centrado en el filón San José. Dentro de las rocas volcánicas quedan grandes enclaves de pizarras, micacitas, cuarcitas, dolomías, cipolinos y anfibolitas de la Serie Filábride.

Las mineralizaciones varían en función del sector considerado, lo mismo que el cortejo mineralizante que acompaña a las labores y las alteraciones siempre patentes. Se encuentran filones tipo B.P.G. (blenda-pirita-galena) con marcasita, situados en las zonas más intensamente silicificadas. La galena presenta en general contenidos significativos en plata (0.15 a 0.20 %). Se pueden incluir en este grupo algunas disseminaciones de calcopirita y filoncillos de cinabrio de una extensión lateral reducida. También hay que citar como especies menos abundantes calcopirita, arsenopirita, cobres

grises, estibina y berthierita. La ganga está formada por calcita, siderita, barita, dolomita, cuarzo y yeso. Entre los minerales secundarios se encuentran cerusita, anglesita, smithsonita, malaquita y azurita. En superficie la mineralización está muy alterada, presentándose solamente en forma de óxidos, oxihidróxidos y sulfatos de Fe y Mn. Son muy frecuentes los procesos de silicificación, alunitización y argilitización dentro de las rocas volcánicas, que aparecen afectadas además por una intensa red de diaclasas y fracturas, por lo que en conjunto su estado de alteración es muy avanzado.

Según Corbella (1969) el hecho más significativo es que los filones de sulfuros se hundan desde la superficie en dirección este, pero hacia el interior el conjunto se generaliza en una red de potentes filones que se ramifican hacia el suroeste. En relación con la extensión horizontal y la dirección del plano horizontal, en diferentes profundidades, del filón principal (San José, que alcanzó una potencia explotable de más de 7 m), se observa que ha sufrido una torsión en profundidad, verticalizándose progresivamente.

El conjunto de Pedreras Viejas, aunque más modesto que el anterior muestra el mismo tipo de alteración hidrotermal y depósitos mineralizados similares (impregnación o filones); sin embargo, la facies tipo filoncillos ramificados ("stockwork") está mucho más desarrollada. El yacimiento de Pedreras Viejas es el segundo en importancia en la zona de Mazarrón y está constituido por una red de filones dirigidos hacia el NNE, que se han explotado hasta más de 300 m de profundidad.

Las rocas encajantes son riodacitas y rocas metamórficas filábrides. Estas últimas consisten en un enorme enclave constituido por anfibolitas, micacitas, esquistos cloríticos, cipolinos y dolomías. Las paragénesis identificadas son parecidas a las del Cabezo de San Cristóbal:

- Sulfuros: galena > pirita > blenda > calcopirita. De esta última derivan algunos rellenos tardíos de malaquita sobre ciertos espejos de falla o alrededor de los filones. La zonalidad en la mineralización es muy marcada y la galena es muy argentífera. Se presenta tanto en filones -que es lo más frecuente- como en masas muy ricas debido al reemplazamiento de las rocas encajantes carbonatadas en aquellos puntos donde se cruzan los filones. Las alteraciones, en particular las silicificaciones, son en general muy extendidas. En este conjunto aparecen algunos sectores en los que se ha desarrollado alunita primaria. Sin embargo, y lo mismo que ocurre en el Cabezo de San Cristóbal, una gran parte de la alunita se ha beneficiado mediante tostación de sulfuros.

El Coto Fortuna es el conjunto más occidental, situado cerca del accidente tectónico de la Sierra de las Moreras o directamente sobre el

substrato bético. Está formado por una sucesión de domos volcánicos; las paragénesis minerales son similares a los dos distritos anteriores pero más pobres. Las rocas encajantes son riocitas con algunos enclaves de pizarras que están atravesados por filones de dirección NNW. Los filones de la paragénesis BPG utilizan igualmente los planos de fracturación debidos al enfriamiento de los aparatos volcánicos (en algunos casos una disyunción columnar con formas prismáticas) y las impregnaciones difusas (silicificación) o las alteraciones hidrotermales (alunitización) y las explotaciones de productos secundarios (alunita de tostación).

Las principales conclusiones que ofrece el distrito minero de Mazarrón se pueden esquematizar en los siguientes apartados:

- Los procesos de alteración supergénica desarrollados sobre los vertidos de escombreras alcanzan una extraordinaria actividad química, con desarrollo de fases complejas representadas por sulfatos de Fe, Al, Mn, Zn, Cu, Mg y otros elementos, con un grado de hidratación variable y que cambia con la época de muestreo, de forma que es posible establecer una mineralogía propia de épocas secas y húmedas.

- Este intenso quimismo se observa igualmente en la composición de las aguas ácidas, que lixivian profundamente los materiales de la superficie, transportando una carga elevada de elementos de alta toxicidad para la vida animal y vegetal, especialmente As, Pb, Cu, Bi, Sb y Zn.

- La contaminación ambiental en esos elementos tóxicos deriva de una parte de la fácil alteración de los productos de escombrera y del transporte por el aire de la fracción fina, así como de las aguas de lluvia que disuelven parte de los materiales y los trasladan a zonas más bajas, impregnando a su paso a los suelos de esa carga química.

- El estado de profundo abandono de todo el distrito minero incide no solamente en un impacto ambiental importante sino que entraña graves riesgos para los visitantes ocasionales, debido al gran número de pozos, socavones, minados y otras labores que no presentan la adecuada señalización y protección.

- La reconstitución del espacio natural afectado por las explotaciones mineras es en muchos puntos imposible, al menos en un grado apreciable, pero sí se pueden minimizar los efectos de algunos impactos, especialmente los de tipo visual y geomorfológico.

- Sería conveniente estudiar los principales riesgos geológicos de las zonas mineras próximas a Mazarrón (cabezos de San Cristóbal y Los

Perules) para determinar la posible incidencia de los más devastadores (avalanchas, torrentes, riadas, desbordamientos y roturas de balsas, etc.), así como de la contaminación subsiguiente en zonas de cultivo o en el propio núcleo de población.

- Dada la situación de total abandono en todas las labores de este distrito, se debería realizar un proyecto integrado de reconstitución del medio ambiente afectado, empezando por la eliminación progresiva de las escombreras cuya importancia económica pueda descartarse y relleno subsiguiente de cavidades y desmontes a fin de recuperar gradualmente el aspecto que debería tener en la actualidad.

- Como acción más inmediata, se recomienda vallar o cercar los pozos y otras labores que representan peligro para personas o animales, acotando las más importantes o cerrando el paso si fuera necesario a fin de evitar posibles accidentes de importancia.

Bauxitas de Zarzadilla de Totana

El área bauxitífera se encuentra enclavada geológicamente dentro de la zona Subbética. Aparecen en el interior de unas calizas muy karstificadas del Lías medio Dogger. Generalmente están recubiertas por coluvios heterométricos calizos y materiales arcillosos originados por la disolución y descarbonatación de las calizas. Se trata de calizas masivas de alrededor de 100 m. de potencia de color blanquecino, parcialmente recristalizadas, que se explotan actualmente en canteras más al norte. En lámina delgada se observa que se trata de bioesparruditas con *crinoides*, en las que se reconocen, además, restos de *lamelibranquios*, *belemnites*, *ostrácodos*, *lenticulinas*, etc. (ENADIMSA, 1974). Las masas de bauxita se encuentran ocupando un nivel en estas calizas y relleno de bolsadas y cavidades de diverso tamaño. Las bauxitas del Cejo de la Grieta tienen aspecto y colores variados: blanco-amarillento con venillas rojizas, rosáceo con inclusiones e hilillos rojizos, completamente rojizas, rosáceo con abundantes pisolitos rojos de forma irregular, etc. Tienen brillo ligeramente anacarado y terroso y son suaves al tacto, rompiéndose con relativa facilidad dando aristas más o menos agudas.

Las preparaciones en lámina delgada de estas bauxitas solamente sirven para poder estudiar su textura, ya que el pequeño tamaño de los minerales que las constituyen escapa al poder de resolución del microscopio de polarización. La estructura de la bauxita es variable. Un carácter relativamente común es la estructura pisolítica, en la que los pisolitos muestran frecuentemente zonas concéntricas, más o menos ferruginosas. Los pisolitos están rodeados de una matriz que, como

aquéllos, está constituida por la yuxtaposición de cristales tan pequeños que aparecen al microscopio, con luz polarizada, como isótopos. Estas estructuras no pueden explicarse más que por un estado coloidal del material original a partir del cual se formaron estas bauxitas, es decir, un gel aluminico-férrico, aspecto que es muy importante para tratar de explicar su génesis.

Mediante un estudio mineralógico por difracción de rayos X y análisis térmico diferencial se ha podido comprobar que los tipos de bauxita que se presentan en el Cejo de la Grieta tienen una mayor proporción de boehmita que de gibbsita; incluso hay muestras en las que sólo aparece la primera. El filosilicato que aparece en todas las muestras, excepción hecha de los pisolitos, es la caolinita y en ocasiones, pequeñas proporciones de metahalosita. Dichos pisolitos están constituidos esencialmente por hematites con pequeñas cantidades de boehmita y gibbsita.

En general, la bauxita de este afloramiento se encuentra fisurada, con innumerables grietas, rompiéndose con facilidad dando unas aristas angulares y en ocasiones algo cortantes. Parece como si hubiera sufrido efectos tectónicos, como lo demuestra no sólo el aspecto externo de la bauxita sino también el que haya bastante más cantidad de boehmita que de gibbsita. Esto puede ser debido a que esta última ha pasado a boehmita, deshidratándose parcialmente, al ser sometida a intensas presiones provocadas por procesos de fallamiento.

Sin embargo, en las bauxitas de los otros afloramientos el mineral predominante es la gibbsita, presentando cantidades menos importantes de boehmita, caolinita y, en ocasiones, hematites. En las proximidades del afloramiento de la Mina de Hierro aparecen gran cantidad de concreciones muy oscuras, casi negras, con brillo metálico y formas botroidales constituidas por goethita. A veces, en el interior de las calizas liásicas se encuentra un material con aspecto muy parecido a una bauxita, pero tiene más brillo y es más suave al tacto, rompiéndose fácilmente al presionarlo con los dedos; los difractogramas pusieron de manifiesto que está constituido casi íntegramente por caolinita y una pequeña proporción de metahalosita.

Cabezo Gordo.

El Cabezo Gordo es uno de los lugares de interés geológico más interesantes del Campo de Cartagena por su importancia desde el punto de vista mineralógico, petrológico, tectónico, geomorfológico y estrati-

gráfico. Desde hace muchos años se explotan unas canteras de mármoles para áridos en el borde noreste de este paraje, con un importante impacto ambiental. Está constituido fundamentalmente por materiales metamórficos y se puede considerar como un afloramiento de la cobertera permotriásica del complejo Nevado-Filábride, con características similares al Cabezo del Rey y Cabezo de la Cruz, situados más al oeste y que contienen igualmente importantes afloramientos de mármoles. Una serie metapelítica formada básicamente por micacitas, esquistos y cuarcitas se encuentra debajo de un gran paquete de rocas carbonatadas constituido por mármoles calcíticos con pequeñas intercalaciones de mármoles sideríticos. La parte superior de la serie consiste en una alternancia de bancos poco potentes de micaesquistos y calcoesquistos con granates. Los contactos entre los diversos cuerpos litológicos son claramente tectónicos, produciéndose un desplazamiento variable dependiendo de la coherencia de los materiales.

La estructura general del Cabezo Gordo está conformada por dos grandes cabalgamientos vergentes hacia el sur, que superponen las series. Dentro de los carbonatos se observa, asimismo, la existencia de un replegamiento y el desarrollo de varias escamas tectónicas, lo que se traduce en que la potencia aparente de éstos sea muy superior a la real.

El metamorfismo que afecta a estos materiales es de bajo grado y corresponde a la facies de los esquistos verdes, alcanzándose un mayor grado (superando como mínimo la isograda de la biotita) en el muro de la serie metapelítica y durante la primera fase de blastesis.

Los afloramientos de mármoles en el Campo de Cartagena corresponden al Cabezo Gordo, Cabezo del Rey y Cabezo de la Cruz, todos ellos comprendidos en la hoja nº 995 (Fuente Alamo de Murcia) a escala 1:50.000. La explotación más importante tiene lugar en el primero, que cuenta además con mejores comunicaciones. El material extraído se ha empleado como roca ornamental como revestimiento de pisos, zócalos, muros, fachadas, etc. Existen muchos edificios públicos, monumentos y algunas viviendas en una amplia franja del litoral con materiales procedentes de estas canteras. Según Geotheic (1973) el volumen estimado de reservas es de 3.6 millones de m³.

En el Cabezo Gordo se pueden distinguir varios tipos de mármoles tanto por el tamaño de grano, composición mineralógica, pureza, tonalidad y grado de fracturación y diaclasado. Los más característicos son los de tonos blanco-grisáceos o grises, con gran abundancia de moscovita en delgados lechos. También contienen cantidades apreciables de cuarzo, inclusiones metálicas (esencialmente hematites, magnetita y pirita), clorita

y a veces feldespatos alcalinos. Otras variedades presentan tonalidades rosadas a rojizas y un tamaño de grano apreciablemente mayor, aunque se pueden encontrar toda una gama de términos. En algunas zonas existe una transición a mármoles sideríticos y en otras a dolomíticos, sobre todo en los términos inferiores de la serie. La textura es granoblástica, con una orientación muy marcada del carbonato y de la moscovita definiendo una esquistosidad de flujo.

La marcada tectonización que ha afectado a estos mármoles se traduce en la existencia de numerosos sistemas de diaclasas que cortan profundamente a las capas, lo que impide obtener bloques de cierto tamaño sin fisuras. De ahí que su empleo mayoritario haya sido para piezas de escasas dimensiones.

Los mármoles del Cabezo Gordo se han empleado profusamente desde época romana en diversas construcciones públicas y privadas.

También se advierten numerosas labores mineras, con escombreras de tamaño desigual y aproximadamente alineadas en cotas paralelas. Corresponden a las antiguas explotaciones de mineral de hierro, accesibles a través de diversas pistas que salen de la carretera. Las mineralizaciones de hierro arman esencialmente en los niveles de mármoles sideríticos. Su morfología es muy variada, aunque la dominante es de tipo estratiforme. Se observan diseminaciones y bancos poco potentes (2 a 3 cm de espesor y unos pocos m de corrida lateral) a mineralizaciones más complejas con una potencia de hasta 3 m y una centena de m de continuidad lateral. Desde el punto de vista mineralógico están constituidas por magnetita y goethita, con algunas diseminaciones de hematites, sulfuros y carbonatos de cobre. En las proximidades de algunos lechos mineralizados se encuentran algunas calcitas de excelente cristalinidad y exfoliación y de un marcado color verdoso, debido al contenido en cobre. También son muy comunes los cristales octaédricos de magnetita, generalmente de pequeño tamaño; algunos están maclados con individuos interpenetrados en grado variable.

La historia de la mineralización comprende las siguientes fases:

- Depósito, seguramente en un medio reductor tipo "lagoon", de carbonato cálcico, con niveles alternantes y de potencia variable de sedimentos más ricos en óxidos de hierro.

- Formación de siderita durante la diagénesis en un ambiente reductor, acompañada de la formación de magnetita a partir de los óxidos de hierro.

- Recrecimiento y/o neoformación de magnetita durante el metamorfismo.

- Alteración de siderita y de magnetita a goethita en condiciones supergénicas, apareciendo un material de composición limonítica en algunas diaclasas distensivas, acompañado de calcita en varios estadios de formación.

En conjunto se trata de mineralizaciones sedimentarias afectadas posteriormente por el metamorfismo regional de bajo grado y la tectónica subsiguiente.

Mineralizaciones de la Celia (Jumilla)

Se trata de un yacimiento de esparraguina (variedad de apatito) y hematites, ya abandonado y del que proceden excelentes ejemplares repartidos en diversos museos y colecciones privadas. La estrecha asociación espacial y genética con rocas volcánicas ultrapotásicas ("jumillitas") hacen de este yacimiento un lugar de interés mineralógico y petrológico excepcional y, en consecuencia, necesitado de una adecuada protección.

Las mineralizaciones de hematites y esparraguina aparecen espacial y genéticamente asociadas con los afloramientos de rocas volcánicas -jumillitas- y en todas las labores mineras estas rocas se encuentran muy alteradas. La esparraguina rellena filones de espesor centimétrico que encajan en un material poroso, deleznable y granudo, que resulta de la transformación y alteración de la jumillita. En el estudio de varias muestras por difracción de rayos X se detectan los siguientes minerales en la roca encajante: plagioclasa cálcica, flogopita, sanidina, calcita, dolomita, cuarzo, hematites, goethita y un material de aspecto arcilloso que aparece en concreciones y pequeños rellenos de color rojizo. Las jumillitas son rocas holocristalinas no porfídicas, constituidas por olivino, flogopita y feldespato potásico (sanidina) como componentes esenciales y quedan comprendidas en el llamado volcanismo ultrapotásico o lamproítico junto a las cancalitas (del afloramiento próximo de Cancarix), fortunitas y veritas. Las jumillitas tienen leucita y olivino normativos, las cancalitas solo olivino normativo, las fortunitas poseen menos del 5 % de olivino o cuarzo normativos y en las veritas, el porcentaje de este último mineral sobrepasa el 5%.

El apatito de La Celia presenta una cierta diversidad de formas basadas en un desarrollo desigual de caras prismáticas y piramidales; también se observa una cierta gradación de tamaños, particularmente cuando rellena cavidades en la roca volcánica, acompañado de hematites

y algo de calcita, calcedonia y cuarzo. Son muy frecuentes las formas prismáticas, de 1 a 2 cm de longitud, terminados por caras piramidales. Los cristales son transparentes a traslúcidos y debido a su coloración verdosa-amarillenta fueron designados como "esparraguina" por su semejanza cromática con el espárrago. También se conoce como "crisolita de España", especialmente en el ambiente de aficionados y en joyería ya que estos ejemplares se pueden tallar fácilmente resaltando de forma apreciable su tonalidad, por lo que en buena parte se han utilizado como piedras semipreciosas.

En el interior de algunas cámaras de explotación y galerías se puede observar con gran detalle la disposición de la esparraguina, pudiéndose diferenciar claramente tres formas características:

a) En rellenos tardíos de fisuras y diaclasas en el seno de la roca volcánica. Se trata de pequeñas venas de unos milímetros de espesor con una relativa continuidad. Su abundancia se hace más patente en las zonas en que la roca volcánica aparece más alterada. Su aspecto es masivo, en forma de agregados granudos con una tonalidad verdosa suave, algo amarillenta.

b) Asociada a hematites y eventualmente a calcedonia, calcita y cuarzo en rellenos de cavidades. Aparece entonces en agrupaciones de cristales con un hábito prismático dominante, siendo relativamente fácil aislar algunos ejemplares de gran pureza. Examinados con lupa binocular presentan generalmente inclusiones de hematites en forma de pequeñas láminas.

c) Rellenando huecos en la trama de la jumillita, a veces de tamaño centimétrico. Generalmente sólo se pone de manifiesto al romper la roca, reconociéndose fácilmente por su tonalidad y brillo característicos. Al microscopio se observan cristales prismáticos y tabulares de esparraguina atravesados por una generación posterior de hematites.

El análisis químico revela que se trata de un flúor-apatito, con elevado contenido en tierras raras y estroncio, elementos que deben reemplazar al calcio en la estructura. La hematites aparece estrechamente asociada a la esparraguina en forma de delgados cristales tabulares de tonalidad negro-azulada, generalmente en haces de agregados paralelos. En muchos casos aparecen entrecruzados en formas muy variables y con cantidades menores de calcita, calcedonia y cuarzo. También se encuentra hematites en agregados escamosos muy finos que se adhieren con facilidad a los dedos impregnándolos de una tonalidad típicamente negruzca.

Mina María (Distrito Minero de Cehegín)

La Mina María queda comprendida en el distrito minero de Cehegín que, aparte de un interés económico, tiene gran importancia desde el punto de vista minero, mineralógico y petrológico ya que los yacimientos de hierro aparecen estrechamente ligados a las manifestaciones de rocas básicas (ofitas), pero contienen igualmente importantes indicios de una génesis sedimentaria. Desde el punto de vista científico representan un tipo de mineralizaciones relativamente poco frecuentes y de gran interés. Se ha elegido la Mina María para efectuar la descripción básica, pero la mayor parte de las observaciones se pueden extender a todo el distrito minero de Cehegín. En la actualidad todas las explotaciones mineras en este área se han paralizado.

En el coto minero de Cehegín afloran areniscas y margas yesíferas abigarradas, con intercalaciones de calizas atribuibles al Muschelkalk y numerosos afloramientos de rocas subvolcánicas y algunas posiblemente volcánicas.

Las mineralizaciones se encuentran, en general, bajo el muro de las calizas del Muschelkalk y presentan un dispositivo estratiforme; a veces la mineralización aparece en capas intercaladas entre las calizas. El muro forma unos materiales diferentes según los yacimientos. En la mina Edison la zona mineralizada presenta en su base conglomerados y brechas que descansan directamente sobre los yesos y arcillas abigarradas del techo del Buntsandstein; en Mina María, Coloso de San Antonio y Teresa Panza, la mineralización se encuentra directamente sobre ofitas poco alteradas; no obstante, en Teresa Panza aparece un conglomerado de base y dentro de la zona mineralizada es frecuente encontrar intercalaciones de niveles calizos y conglomeráticos en diferente posición.

Los principales episodios desarrollados en esta zona son los siguientes: intrusión de rocas ígneas, etapa sedimentaria esencialmente silicatada (Buntsandstein-Muschelkalk), etapa sedimentaria carbonatada (Muschelkalk) y etapa hidrotermal tardía.

La actividad ígnea origina la intrusión de rocas básicas, que dan lugar a los aparatos volcánicos o subvolcánicos durante el final del Buntsandstein y comienzo del Muschelkalk. Asimismo, pudieron tener lugar algunos procesos de skarn en los contactos con las calizas (García-Cervigón et al., 1976). En todos los afloramientos las rocas ígneas están relacionadas en buen grado con la disposición estratiforme de la mineralización, salvo en Mina Edison y Coto Carlota, donde las ofitas no

entran en contacto directo con las llamadas "capas verdes", constituidas esencialmente por filosilicatos y magnetita.

Entre los minerales opacos presentes en las ofitas aparecen tanto óxidos como sulfuros. Entre los primeros destacan magnetita, hematites, ilmenita y goethita y son los más abundantes; entre los sulfuros se identifican pirita y calcopirita, parcialmente alteradas a óxidos de hierro.

La actividad ígnea que ha originado estas rocas no constituye una etapa individualizada en el tiempo; probablemente tuvo lugar desde el Buntsandstein superior hasta finales del Trías. La mayoría de los afloramientos de rocas básicas se sitúa en el tránsito Buntsandstein-Muschelkalk, que resulta ser un horizonte estratigráfico especialmente rico en manifestaciones básicas.

García-Cervigón et al. (1976) diferencian una etapa sedimentaria especialmente silicatada entre el Buntsandstein y el Muschelkalk, responsable de la disposición estratiforme de los yacimientos de magnetita, constituidos esencialmente de "filosilicatos verdes" y concentraciones de magnetita, que podría llamarse "magnetita II", ya que la magnetita I sería la de filiación magmática. La magnetita asociada a filosilicatos o magnetita II, se encuentra en proporción muy variable junto a materiales arcillosos y deleznales, de color gris negruzco a verde-grisáceo y un tamaño de grano muy fino.

En la etapa sedimentaria silicatada se originan diversos minerales opacos, constituidos esencialmente por magnetita, pirita, calcopirita y hematites. La magnetita suele ser de tamaño de grano muy pequeño y de forma irregular. Se presenta diseminada regularmente en toda la muestra o concentrada en algunas zonas, en cuyo caso el tamaño de grano es mayor y aparece ligeramente idiomorfa, lo que sugiere una removilización relacionada con un proceso de recristalización. También se acumula en algunos niveles en los que se dispone con una cierta gradación de tamaño. En algunas muestras, estas formas en estratificación gradada ("graded-bedding") son de una gran belleza a escala microscópica.

La pirita aparece en cristales microscópicos alterada parcialmente a hematites y goethita. La calcopirita parece ser algo más tardía y es menos abundante que la anterior. Igualmente, la hematites es muy escasa en todas las muestras estudiadas y en parte se ha originado por una transformación de la magnetita, proceso que recibe el nombre de martitización.

En conjunto, las mineralizaciones de Cehegín presentan características evidentes de un control sedimentario. Existen numerosos ejemplos de estructuras típicas de estos procesos, tales como "ripple-marks" y laminaciones cruzadas, "flaser" y pequeños "ripples" en las alternancias de lechos de magnetita y de filosilicatos, lo que sugiere un ambiente sedimentario ligado a acciones de marea. Según García-Cervigón et al. (1976), considerando los datos anteriores se podría indicar que en la etapa sedimentaria ha mediado un transporte corto hacia cuencas relativamente cerradas en las que se dejarían sentir los efectos de las mareas. En este ambiente cabe pensar en la existencia de aparatos subvolcánicos y volcánicos, acompañados de una intensa actividad hidrotermal responsable de las asociaciones minerales encontradas. El arrasamiento y corto transporte de estos materiales, más o menos coetáneos de la actividad ígnea e hidrotermal, originaría el depósito de las capas verdes con magnetita, permitiendo así que los yacimientos adopten una disposición estratiforme.

Finalmente, se puede diferenciar una etapa sedimentaria carbonatada en el Muschelkalk, caracterizada por la presencia en los niveles calizos de minerales previos, tales como magnetita II, filosilicatos, leucoxeno, titanita, rutilo y cantidades menores de turmalina y plagioclasa saussuritizada. Estos minerales, al menos en parte, presentan un carácter de resistatos y también se encuentran dispersos en los bancos de calizas.

La etapa hidrotermal tardía se produce tras el depósito de las capas verdes y del Muschelkalk en forma de una serie de procesos que conducen a removilizaciones y cristalizaciones más o menos avanzadas de los materiales que componen el yacimiento estratiforme, al propio tiempo que aparecen nuevas asociaciones minerales que complican el cuadro general del yacimiento. Al mismo tiempo se destruyen parcialmente algunas estructuras sedimentarias originadas en etapas anteriores. Durante los procesos de recristalización y removilización hidrotermal se observa la siguiente secuencia mineralógica: anfíbol de la serie tremolita-actinolita, clorita (en un término de la serie sheridanita-grochaulta), magnetita III, penninita, serpentina de tipo lizhardita, apatito, epidota, prehnita, calcita, cuarzo y cantidades menores de titanita, hematites y sulfuros.

En conjunto, parece deducirse la siguiente secuencia de recristalización:

- Recristalización del carbonato y de los filosilicatos, además de la formación de magnetita idiomorfa.

- Formación de cristales esferulíticos y radiados de penninita negativa, bordeada de biotita verde, y

- Formación de pequeños filones rellenos de calcita, magnetita, pirita, penninita, prehnita y filosilicatos (penninita negativa intersticial, serpentina, saponita y vermiculita).

Nódulos de sanidina de Jumilla

Se trata de un afloramiento asociado a rocas ultrapotásicas (jumillitas) y a materiales yesíferos y arcillosos del diapiro del Morrón, al oeste de Jumilla. Dada su excepcionalidad, tiene un interés mineralógico internacional.

Los nódulos de sanidina se encuentran junto a una intercalación de rocas ultrapotásicas lamproíticas (jumillitas) en la parte occidental del diapiro del Morrón. El afloramiento se puede seguir de forma discontinua a lo largo de unos 30 m., con un espesor variable entre unos centímetros a un metro. Se trata de un material compacto, de tonos blanco-grisáceos, rosados o rojizos, con tamaño de grano microcristalino a muy fino y un aspecto concrecionado a brechoide. En este conjunto se diferencian cuerpos globulares y nodulares con estructura concéntrica y un tamaño variable entre unos mm y 10 cm. Los nódulos se liberan con facilidad de la trama, con la que presentan una estrecha semejanza en su composición química y mineralógica. Una vez sueltos tienen un aspecto parecido al de un garbanzo por su forma y tamaño. La sección transversal es circular o elipsoidal más o menos deformada, con una distribución concéntrica de capas muy delgadas que difieren en la intensidad de los tonos, desde grisáceos a pardos; en cada una el tamaño de grano es homogéneo y se observa la presencia de finas inclusiones irregularmente distribuidas. El espesor medio de cada capa es del orden de 1 mm, con valores extremos de 0.5 a 2 mm. Los bordes son sinuosos, con numerosas indentaciones y microfisuras que permiten el paso de soluciones al interior del nódulo. Hacia la periferia se advierte la presencia de una red de grietas de retracción producidas durante el enfriamiento del material, lo que paralelamente ha conferido al nódulo una apreciable porosidad. Esto se pone de manifiesto por la facilidad con que los nódulos absorben agua en un corte fresco.

También destaca la presencia de fisuras alargadas paralelas a los límites entre capas. Junto a esas superficies de discontinuidad es típica la presencia de óxidos de hierro, bien en formas elipsoidales aisladas o en agrupaciones arrosariadas, en las que se advierte un núcleo interno más opaco, probablemente de hematites (Fe_2O_3) y un borde exterior formado por goethita ($\text{FeO}\cdot\text{OH}$) y oxihidróxidos de hierro amorfos. El centro del

nódulo puede quedar hueco debido a una disolución parcial o a un proceso de retracción generalizado, o bien aparecer relleno por cristalizaciones tardías de yeso microgranudo ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) fuertemente impregnado de óxidos de hierro. Asimismo, se pueden encontrar algunos cristales sueltos de anhidrita (CaSO_4) en secciones prismáticas, así como de polihalita ($\text{K}_2\text{Ca}_2\text{Mg}(\text{SO}_4)_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$).

Algunos nódulos presentan a simple vista una tonalidad rosado-morada, apreciándose en su interior una importante diseminación de óxidos de hierro, en buena parte hematites. También destaca la presencia de una mica incolora en agujas muy finas sin una distribución regular en la trama, así como de flogopita, que debe representar una contaminación de las rocas ultrapotásicas adyacentes. Cabe resaltar que algunos nódulos presentan un núcleo interno mucho más compacto, diferenciado de una capa externa mucho más porosa, fácilmente individualizable al golpearlos. El estudio por difracción de rayos X ha revelado que el núcleo está constituido por sanidina de gran pureza.

Los datos de campo y experimentales disponibles hasta el momento inducen a invocar un episodio volcánico tardío que tras el emplazamiento de la roca ultrapotásica, probablemente ya consolidada, produce un aporte de fluidos ricos en potasio que metasomatizan los sedimentos arcillosos próximos. El proceso debió ser relativamente avanzado, ya que no se detectan texturas relictas en los materiales afectados. Asimismo, debió existir una cierta contaminación de la roca ultrapotásica ya que aparecen cristales de flogopita y algo de clorita en el material de los nódulos.

Prehnitas de Caravaca y Cehegín

Se trata de dos yacimientos de prehnita, uno de ellos prácticamente desaparecido (junto a Caravaca) y otro dentro del coto minero de Cehegín, en el paraje conocido como "Coloso de San Antonio". Por tratarse de un mineral cuyos afloramientos son muy poco frecuentes y por la belleza de sus cristales y variedad de formas, estos lugares son de gran interés mineralógico y petrológico dada la asociación de las prehnitas con rocas ofíticas.

La prehnita, ($\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$), es un constituyente común de los afloramientos de rocas básicas de carácter ofítico, ampliamente representados en unidades subbéticas del N y NW de Murcia. En particular, su presencia es importante en los yacimientos que han experimentado una intensa actividad hidrotermal, más o menos conectada con mineralizaciones de hierro (hematites y/o magnetita). García-Cervigón (1973) describe

las principales características cristalográficas y mineralógicas de diversos ejemplares de prehnita en el área de Cehegín-Caravaca y más tarde realiza un estudio químico y genético del afloramiento de Caravaca, prácticamente extinguido en la actualidad (García-Cervigón et al., 1976). Posteriormente, Arana (1983) ofrece datos complementarios sobre esta prehnita en un trabajo dedicado a los minerales de la Región Murciana. Pérez Sirvent et al. (1985) estudian las prehnitas de Coloso de San Antonio y ofrecen los principales resultados del análisis químico, óptico, difractométrico y térmico de varias muestras. A continuación se exponen las principales características de las prehnitas resumiendo en parte algunos datos de los trabajos anteriormente reseñados.

El afloramiento de rocas ofíticas donde se encuentran las prehnitas encaja en los materiales del Trías Keuper germano-andaluz de la unidad más externa de la zona Subbética. Presenta unas dimensiones reducidas (300 x 100 m) y a simple vista se diferencian en la ofita fenocristales de plagioclasas y piroxenos, así como numerosos filoncillos rellenos de calcita y de prehnita. En el estudio microscópico se observa que la plagioclasa es de tipo andesina y el piroxeno pertenece a la serie monoclinica de la dialaga-augita. Como minerales accesorios se encuentran cuarzo, magnetita y circón y como accidentales sericita y clorita, producidos por la alteración de la plagioclasa y piroxeno, respectivamente.

La prehnita de Caravaca se caracteriza por su morfología típica en nódulos fibrosorradiados de hasta 15 cm de diámetro, con una coloración verde-amarillenta muy suave, que se intensifica al pulir la superficie. Algunos nódulos aparecen interpenetrados, lo que da lugar a cuerpos de mayores dimensiones. También se encuentra prehnita como cemento de la ofita, que está totalmente brechificada en el borde sur del afloramiento; va acompañada de anfíbol, clorita, hematites y calcita. El anfíbol pertenece a la serie tremolita-actinolita y aparece en forma de pequeñas agujas incluidas en los cristales de prehnita, mientras que la clorita se encuentra en forma de pequeños nódulos con una textura fibroso-radiada.

La prehnita presenta una composición relativamente constante. Solo pequeñas cantidades de álcalis, manganeso y magnesio sustituyen al calcio, mientras que el Al puede ser reemplazado por una pequeña cantidad de hierro. La estructura se basa en grupos de cadenas dispuestas en capas paralelas a (001) y a la dirección del eje b. Los cristales de prehnita son normalmente tabulares o alargados según el eje b, en combinaciones de prismas y pinacoides aunque también se encuentran agregados reniformes, esferoidales, estalactíticos, granulares o foliados. La dureza varía entre 6 y 6.5 y la densidad entre 2.80 y 2.95, aumentando con el contenido en hierro.

El yacimiento se encuentra prácticamente extinguido en la actualidad debido, sin duda, a la acaparación de ejemplares por los coleccionistas, muchos de ellos como base de intercambio con otras especies. La prehnita del Coloso de San Antonio se encuentra estrechamente asociada a los afloramientos de ofitas y aparece en una de estas formas: a) en nódulos esféricos más o menos deformados y constituidos por haces prismáticos y esferorradiados muy finos, con una coloración blanco-grisácea, bien en ejemplares sueltos o aglutinados por un cemento arcilloso o carbonatado. Pueden alcanzar hasta 5 cm de diámetro, aunque lo más común es de 2 a 3 cm. b) como relleno de una compleja red de fisuras y pequeñas diaclasas de espesor centimétrico y c) en pequeñas masas lenticulares en el seno de la roca, formadas por un agregado compacto de cristales prismáticos y fibrorradiados, de tonalidades verdes o verde-amarillentas, translúcidos, muy frágiles y con una exfoliación basal perfecta. Además, la prehnita es un constituyente siempre importante de las ofitas de este paraje, rellenando pequeñas cavidades de la trama y desde el punto de vista genético está en estrecha conexión con los procesos de alteración que ha experimentado la roca.

Baritas de San Ginés de la Jara

Los trabajos realizados en el área de San Ginés de la Jara son de carácter muy diverso: geomorfológico, minero o mineralógico, antropológico, paleontológico, espeleológico, etc.. Las mineralizaciones de San Ginés de la Jara forman parte de un tipo especial de yacimientos de hierros manganesíferos, con abundantes ejemplos en este distrito. Fueron explotados activamente a finales del pasado siglo y comienzos del actual mediante pozos, trincheras y grandes socavones, de forma que todo el paraje se encuentra incluido en este contexto, con más de una treintena de diferentes labores y numerosos pozos (de 40 a 60 m de profundidad), algunos sin protección. Las principales minas fueron Victoria y Joaquina, situadas en la falda oriental del cabezo, en las que se llegaron a cortar 50 m de mineral con una corrida global de unos 600 m y numerosas ramificaciones que en algunos puntos alcanzaron la superficie. La producción oscilaba entre 5000 y 6000 toneladas mensuales, con una ley media del 25 % de Fe, 20 % de Mn y contenidos variables de sílice, fósforo, calcita, barita y yeso.

La potencia de los niveles mineralizados, disposición y continuidad lateral varía ampliamente de unos sectores a otros, ya que en algunos puntos las mineralizaciones alcanzan la superficie, mientras que en otros aparecen a 40, 60 ú 80 m., con importantes problemas de desagüe que

dificultaron en gran modo la explotación. A unos 80 ó 90 m de profundidad aparecen las filitas y cuarcitas de la formación alpujárride inferior, de forma que las mineralizaciones se localizan en diferentes niveles de la secuencia carbonatada. Consisten en una zona basal con diseminaciones de sulfuros, especialmente esfalerita (ZnS), galena (PbS) y pirita (FeS_2), con algunas bolsadas de smithsonita ($ZnCO_3$) y rodocrosita ($MnCO_3$). Esta última se encontró también en masas compactas y granudas de color blanco-rosado envolviendo con frecuencia a nódulos de esfalerita y galena. La mineralización más importante es la de óxidos de hierro y manganeso, con barita, calcita, cuarzo y eventualmente yeso, como minerales acompañantes. Al llegar a la superficie la mineralización se traduce en una red compleja de fracturas y diaclasas, rellenas solo por calcita o por calcita-barita-cuarzo y óxidos de Fe-Mn, formando un reticulado compacto tipo "stockwork" en las calizas dolomíticas y dolomías brechoides superiores. Los principales sistemas son: N 20° E, N 30-35° E, N 40° E, N 70° E, N 90° E, N 110° E, N 130° E, N 320° E y N 340° E. Destaca el sistema conjugado N 70 - N 130° E con una amplia distribución en todo el sector.

BIBLIOGRAFÍA

- ALIAS, L.J.; ORTIZ, R. y ALBALADEJO, J. (1977). Ardisoles del Campo de Cartagena (Murcia). Argids: características generales y mineralógicas. *Anal. Edaf. y Agrob.*, t. XXXVI, 9-10, 1047-1060.
- ALIAS, L.J.; ORTIZ, R.; HERNANDEZ, J.; LINARES, P.; MARTINEZ, J. y MARIN, P. (1989). Mapa de suelos, escala 1:100.000, hoja nº 933 (Alcantarilla). Proyecto LUCDEME. ICONA-Universidad de Murcia.
- ÁLVAREZ, F. (1991). Aspectos estructurales y petrológicos del vulcanismo neógeno en la parte oriental de la Sierra Almagrera (Cordilleras Béticas orientales). *Studia Geologica Salmanticensia*, XXVII, 33-44.
- ALVAREZ, L.W.; ALVAREZ, W.; ASARO, F. & MICHEL, H. V. (1980). Extraterrestrial cause for the Cretaceous-Tertiary extinction. *Science*, 208: 1095-1108
- ARANA, R. (1983). Los minerales de la región Murciana: Sistemática, distribución geográfica y génesis. Comité Mixto Diputación provincial-Universidad de Murcia, 360 p.
- ARANA, R. (1998). Minerales de la Región de Murcia. Coleccionable de 60 fichas de minerales y rocas y 60 lugares de interés geológico. *Diario La Opinión*. Murcia.
- ARANA, R. y RAMALLO, S. (1985). Los mármoles del Cabezo Gordo (Torre Pacheco, Murcia) y su empleo en la antigüedad. *Bol. Soc. Esp. Mineralogía*, 8, 391-398.
- ARANA, R.; RODRÍGUEZ ESTRELLA, T.; MANCHEÑO, M.A. y ORTIZ SILLA, R. (1992). Lugares de interés geológico de la Región de Murcia. *A. R. M. A. N.*, Murcia, 219 p.
- ARANA, R.; RODRÍGUEZ ESTRELLA, T.; MANCHEÑO, M.A.; ORTIZ SILLA, R.; FERNÁNDEZ TAPIA, M.T. y DEL RAMO JIMÉNEZ, A. (1999). El Patrimonio geológico de la Región de Murcia. Fundación Séneca, Murcia, 399 p.
- BOHOR, B.F.; FOORD, E.E.; MODRESKI, P.J. & TRIPLEHORN, D.M. (1984). Mineralogic evidence for an impact event at the Cretaceous-Tertiary boundary. *Science*, 224: 867-869
- BOULAIN, J. (1966). Sur les facteurs climatiques de la génesis des sols rouges. *Comun. Conf. Suelos Mediterráneos*, 281-284. Soc. Esp. Ciencias del Suelo. Madrid.
- BOUSQUET, J. y MONTENAT, C. (1974). Présence de décrochements Nord-Est, Sud-Ouest plio-quatérnaires dans les Cordillères bétiques orientales (Espagne). Extension et signification générale. *C.R.Acad. Sci. Paris, ser. D*, 278, 2617-2620.
- CALVO REBOLLAR, M. (1996). *Mineralogía*. *Bocamina*, 2 (La Unión), 14-35.
- COCCIONI, R. & GALEOTTI, S. (1994). K-T boundary extinction: geologically instantaneous or gradual event?. *Geology*, 22: 779-782
- COLODRON, I.; MARTINEZ, W. y NUÑEZ, A. (1977). Mapa Geológico de España E.1:50.000. Hoja nº 956 (San Javier). *Inst. Geol. Min. España*. Madrid.
- CORBELLA, J.H. (1969). Etude géologique de la Sierra de las Moreras (Murcia, Espagne). Thèse 3ème cycle. Univ. Paris 6, 158 pp.
- DE GALVEZ CAÑERO, A. (1913). Minas de Cabezo Gordo. In: *Criaderos de Hierro de España*, t.1. *Criaderos de la Provincia de Murcia*. *Mem. Inst. Geol. Min. España*, 377-384.
- DE PAOLO, D.J.; KYTE, F.T.; MARSHALL, B.D.; O'NEILL, J.R. & SMIT, J. (1983). Rb-Sr, Sm-Nd, K-Ca, O and H isotopic study of Cretaceous-Tertiary boundary sediments, Caravaca, Spain: evidence for an oceanic impact site. *Earth Planet Sci. Letters*, 64: 356-373.
- DURAND-DELGA, M. ET MAGNÉ, J. (1958). Données stratigraphiques et micropaléontologiques sur le Nummulitique de l'est des Cordillères Bétiques (Espagne). *Rev. Micropaléontologie*, 1: 155-175
- EGELER, C.G. y SIMON, O.J. (1969): Sur la tectonique de la Zone Bétique (Cordillères Bétiques, Espagne). *Verh. Kon. Ned. Akad.v.Wetensch., Afd. Natuurk., eerste reeks*, 25, 3, 90 p.

- ENADIMSA (1972). Mapa Geológico de España E.1:50.000, 2ª serie. Hoja nº 933 (Alcantarilla). Inst. Geol. Min. España. Madrid.
- ENADIMSA (1974). Mapa Geológico de España E.1:50.000, Serie MAGNA, hoja nº 932 (Coy). Serv. Publ. Min. Industria. Madrid.
- ESPINOSA GODOY, J.; MARTÍN-VIVALDI, J.M. y PEREZ ROJAS, A. (1974): Mapa geológico de España E.1:50.000, hojas 977 (Cartagena) y 978 (Llano del Beal). Inst. Geol. Min. España. Madrid.
- ESPINOSA GODOY, J.S.; MARTÍN VIVALDI, J.A.; MARTÍN ALAFONT, J.M. y PEREDA, M. (1974). Mapa geológico de España E.1:50.000, hoja nº 976 (Mazarrón). Inst. Geol. y Min. de España. Madrid.
- FÁBREGAS, J. y SENENT, M. (1987). Marco geológico e Hidrogeológico de la Cueva Negra. In: Antigüedad y Cristianismo (Murcia), IV, 47-55.
- FALLOT, P. (1945). Estudios geológicos en la Zona Subbética entre Alicante y el río Guadiana Menor. CSIC. 719 p. Madrid.
- FALLOT, P. et JEREMINE, E. (1932). Remarque sur une variété nouvelle de Jumillite et sur l'existence de laves de ce group. C.R. Congr. Soc. Sav., 1-13.
- FAO-UNESCO (1974). Soil Map of the World. Vol. I: Legend. Roma.
- FUSTER, J.M.; GASTESI, P.; SAGREDO, J. y FERMOSE, M.L. (1967). Las rocas lamproíticas del sureste de España. Estudios geol., XXIII, 35-69.
- FUSTER, J.M. e IBARROLA, E. (1952). Estudio petrográfico y genético de las andesitas cordieríticas de la zona volcánica del Mar Menor (Murcia). Estudios geol., VIII, 245-299.
- FUSTER, J.M. y GASTESI, P. (1965). Estudio petrológico de las rocas lamproíticas de Barqueros (prov. de Murcia). Estudios geol., XX, 299-314.
- FÚSTER, J.M.; GASTESI, P.; SAGREDO, J. y FERMOSE, M.L. (1967). Las rocas lamproíticas del SE de España. Estudios Geológicos XXIII, 36-69.
- GARCÍA, G. (1996). Excursiones mineras. Bocamina, 2 (La Unión), 36-50.
- GARCIA-CERVIGON, A. (1973). Estudio mineralógico y geoquímico de los productos de alteración de rocas ígneas del NW de la provincia de Murcia (España). Tesis, 2 vols. Secr. Publ. Univ. de Granada.
- GARCIA-CERVIGON, A.; ESTEVEZ, A. y FENOLL HACH-ALI, P. (1976). Los yacimientos de magnetita del coto minero de Cehegín (Zona Subbética, provincia de Murcia). Cuad. geol., 7, 123-140.
- GARCIA-CERVIGON, A.; RODRIGUEZ GALLEGU, M. y PEREZ DEL VILLAR, L. (1976). Estudio de una prehnita de origen hidrotermal en Caravaca (Murcia). Estudios geol., 32, 199-204.
- GÖLZ, E. (1978). Basische Eruptiva ("Ophite") im Mesozoikum von Murcia (SE Spanien). Thesis. Arb. Inst. Geol. Paläont. Univ. Suttgart, N.F. 72, 1-101.
- GUARDIOLA, R. (1927). Estudio metalogenético de la Sierra de Cartagena. Memorias del Inst. Geol. Min. España. Madrid.
- GUERRA, A.; SANCHIDRIAN, J.R.; MARIÑO, M.; MATEOS, J.; ALEIXANDRE, T.; PINILLA, A.; BENAYAS, J.; AREVALO, P.; ALONSO, J.J.; GALVAN, J.; GALLARDO, J.; BADORREY, T. y MONTURIOL, F. (1972). Los Suelos rojos en España. Contribución a su estudio y clasificación. Publ. Dep. Suelos del Inst. Edaf. y Biol. Vegetal, C.S.I.C. Madrid, 253 p.
- HILLEBRANDT, A VON (1974). Bioestratigrafía del Paeógeno en el SE de España (provincias de Murcia y Alicante). Cuad. Geol. Univ. Granada, 5: 135-153
- I.G.M.E. (1981). Hoja geológica y memoria explicativa del MAGNA nº 890 (Calasparra). Serv. Publ. Min. Industria. Madrid.
- IGME (1973). Mapa Geológico de España E.1:50.000, 2ª ser., Plan Magna. Hoja nº 910 (Caravaca). Serv. Publ. Min. Industria. Madrid.
- IGME (1974). Mapa Geológico de España E.1:50.000, 2ª serie. Hoja nº 997 (Aguilas). Inst. Geol. Min. España. Madrid.
- IGME (1982). Estudio hidrogeológico de la Comarca Caravaca-Cehegín (Murcia), 4 t.

- IGME-IRYDA (1978). Investigación hidrogeológica de la Cuenca Baja del Segura (8 informes y 18 volúmenes). Informe nº 4: Estructuras Béticas del Sureste de la Cuenca del Segura.
- JAEN, M. (1982). Alteraciones de metabasitas en un sector de la Sierra del Puerto (Murcia). Tesis Lic. Fac. Cienc. Murcia. (Memoria inédita), 190 p.
- JAEN, M. (1987): Estudio de los productos de alteración de algunos afloramientos de metabasitas del sureste de España. Tesis Univ. Murcia, 204 p.
- JAEN, M.; FERNANDEZ TAPIA, M.T. y ARANA, R. (1988). Anfíboles asbestiformes asociados a afloramientos de metabasitas en Santomera y Los Nietos (Murcia). VIII Reun. Cient. Soc. Esp. Mineralogía, Granada.
- JAEN, M.; FERNANDEZ TAPIA, M.T. y ARANA, R. (1985). Estudio mineralógico de epidotas asociadas a metabasitas del sureste de España. Bol. Soc. Esp. Mineralogía, 8, 125-135.
- JÉHANNO, C.; BOCLET, D.; BONTÉ, P.; DEVINEAU, J. & ROCCHIA, R. (1987). L'iridium dans les minéraux à la limite Crétacé-Tertiaire de plusieurs sites européens et africains. Mém. Soc. Geol. France, 150: 81-94
- JEREMINE, E. y FALLOT, P. (1928). Sur la présence d'une variété de "jumillite" aux environs de Calasparra (Murcie). C.R. Acad. Sci. Paris, 188, 800-802.
- JOHNSSON, M.J. & REYNOLDS, R. (1986). Clay mineralogy of shale limestone rhythmites in the Scaglia Rossa (Turonian-Eocene), Italian Apennines. Journ. Sed. Petrol, 56: 501-509
- KÄGER, P.C.A. (1980): Mineralogical investigations on sulfides, Fe-Mn-Zn-Mg-Ca-Carbonates, greenalite and associated minerals in the Pb-Zn Deposits in the Sierra de Cartagena, Province of Murcia, SE Spain. GUA Papers of Geology, Series 1, Nº 12, 203 p.
- KAMPSCHUUR, W. (1972). Geology of the Sierra de Carrascoy (SE Spain) with emphasis on alpine poliphase deformation. Tesis Univ. Amsterdam. GUA Papers of Geology, Series 1, nº 4, 114 p.
- KASTNER, M.; ASARO, F.; MICHEL, H.V.; ALVAREZ, W & ALVAREZ, L.W. (1984). The precursor of the Cretaceous-Tertiary boundary clays at Stevns Klint and DSDP Hole 465a. Science, 226: 137-143
- LAMOUREUX, M. (1967). Contribution à l'étude de la pedogénèse en sols rouges méditerranéens. Science du Sol, 2, 55-86.
- LILLO CARPIO, M. y RODRÍGUEZ ESTRELLA, T. (1996). Aspectos sobre la geomorfología del valle y ensenada de Escombreras (Murcia). Papeles de geografía, nº 23-24, 193-210.
- LINARES, A. (1989). Extinciones y cambios fosilíferos en relación con los grandes límites cronoestratigráficos. Rev. Soc. Geol. España, 2 (3-4): 235-250
- LÓPEZ BERMÚDEZ, F. (1987). Geomorfología de la Cueva Negra: génesis y evolución. In: Antigüedad y Cristianismo (Murcia), IV, 37-46.
- LÓPEZ GARCÍA, J.A. y LUNAR, R. (1983). Estudio mineralógico, textural y geoquímico de la zona de alteración del Estrecho de San Ginés (Sierra de Cartagena, Murcia). Bol. Soc. Esp. Mineralogía, 7, 243-248.
- LOPEZ RUIZ, J. y RODRIGUEZ BADIOLA, E. (1980). La región volcánica neógena del sureste de España. Estud. Geol., 36, 5-63.
- LOPEZ RUIZ, J. y RODRIGUEZ BADIOLA, E. (1985). El volcanismo neógeno-cuaternario del borde mediterráneo español. In: "El borde mediterráneo español: evolución del orógeno bético y geodinámica de las depresiones neógenas". Proyecto CAICYT y CSIC. Granada, 115-122.
- MARTÍNEZ RUÍZ, F. (1994). Geoquímica y mineralogía del tránsito Cretácico-Terciario en las Cordilleras Béticas y en cuenca Vasco-Cantábrica. Tesis Doctoral. Univ. Granada. 281 p.

- MARTÍNEZ RUÍZ, F.; ORTEGA HUERTAS, M. PALOMO, I. & ACQUAFREDDA, P. (1997). Quench textures in altered spherules from the Cretaceous-Tertiary boundary layer at Agost and Caravaca, SE Spain. *Sedimentary Geology*, 113: 137-147
- MESEGUER, J. y GEA, R. (1951). Memoria explicativa de la hoja núm. 913, Orihuela (Murcia y Alicante). *Inst. Geol. y Min. de España*. Madrid.
- MEZCUA, J.; HERRAIZ, M. y BUFORN, E. (1984). Study of the 6 June 1977 Lorca (Spain) earthquake and its aftershock sequence. *Bull. Seism. Soc. Amer.*, 74, 167-179.
- MOLIN, D. (1980). Le volcanisme miocène du Sud-Est de l'Espagne (Provinces de Murcia et d'Almería). Thèse 3ème cycle, Univ. Paris 6, 289 p.
- MONTANARI, A.; HAY, R.L.; ALVAREZ, W.; ASARO, F.; MICHEL, H.V.; ALVAREZ, L.W. & SMIT, J. (1983). Spheroids at the Cretaceous-Tertiary boundary are altered impact droplets of basaltic composition. *Geology*, 11: 668-671
- MUÑOZ, M. (1986): Estudio comparativo de los cuerpos intrusivos básicos asociados a los materiales de edad triásica de los dominios Subbético y Nevado-Filábride del sector centro-oriental de las Cordilleras Béticas. *Geogaceta*, 1, 35-37.
- NAVARRO HERVAS, F. y RODRIGUEZ ESTRELLA, T. (1986). Estudio y repercusiones de la Neotectónica en la comarca de los Vélez (provincia de Almería). I Jornadas de Estudio del Fenómeno Sísmico y su incidencia en la Ordenación del Territorio, 30 p. Comunidad Autónoma de la Región de Murcia.
- OEN, I.S., FERNANDEZ, J.C. y MANTECA, J.I. (1975). The lead-zinc and associated ores of La Union, Sierra de Cartagena, Spain. *Econ. Geol.*, 70, 1259-1278.
- ORTEGA HUERTAS, M.; MARTÍNEZ RUÍZ, F.; PALOMO, I. & CHAMLEY, H. (1994). Comparative mineralogical and geochemical clay sedimentation in the Betic Cordilleras and Basque-Cantabrian Basin areas at the Cretaceous-Tertiary boundary. *Sedimentary Geology*, 94: 209-227
- OSSAN, O. (1906). Über einige Alkaligesteine aus Spanien. *Fest. H. Rosenbush*, pp. 263-310.
- PAVILLON, M.J. (1969): Les minéralisations plombo-zincifères de Carthagène (Cordillères bétiques, Espagne). Un exemple d'héritages successifs en métallogénie. *Mineralium Deposita*, 4, 368-385.
- PAVILLON, M.J. (1972): Paléogéographies, volcanismes, structures, minéralisations plombo-zincifères et héritages dans l'Est des Cordillères bétiques (zones internes). Thèse Univ. Paris, 623 p.
- PEREZ SIRVENT, C.; ARANA, R. y GALVEZ, J. (1985). Estudio mineralógico de la prehnita de Cehegín (Murcia). *Bol. Soc. Esp. Mineralogía*, 8, 137-143.
- POLLASTRO, R.M. & PILLMORE, C.L. (1987). Mineralogy and petrology of the Cretaceous-Tertiary boundary clay bed adjacent clay-rich rocks. Raton basin. New Mexico and Colorado. *Journ. Sed. Petrol.* 57: 456-466.
- RAMPINO, M.R. and REYNOLDS, R.C. (1983). Clay mineralogy of the Cretaceous-Tertiary boundary clay. *Science*, 219: 495-498
- REY PASTOR, A. (1951). Estudio sismotectónico de la región sureste de España. *Inst. Geogr. y Catastral*. Madrid.
- RODRIGUEZ BADIOLA, E. (1973). Estudio petrogenético del volcanismo terciario de Cartagena y Mazarrón, SE de España. Tesis Univ. Complutense Madrid, 177 p.
- RODRIGUEZ ESTRELLA, T. (1974). El sistema hidrogeológico del sinclinal de Calasparra (Murcia). *Doc. De Invest. Hidrol.* nº 16, 187-204 San Sebastián.
- RODRIGUEZ ESTRELLA, T. (1979). Contribución de la Hidrogeología al conocimiento tectónico en el sureste español. II Simp. Nac. de Hidrología. Pamplona.
- RODRIGUEZ ESTRELLA, T. (1979). Geología e Hidrogeología del sector Alcaraz-Liétor-Yeste (prov. de Albacete). Síntesis geológica de la Zona Prebética. *Mem. Inst. Geol. Min. España*, t. 97, 560 p.
- RODRIGUEZ ESTRELLA, T. (1980). Estudio geológico del sector de Carche-Salinas, Zona Prebética (prov. de Murcia y Alicante). *Bol. Geol. Min.*, t. XCI, 527-548.

- RODRIGUEZ ESTRELLA, T. (1986). La Neotectónica en la Región de Murcia y su incidencia en la Ordenación del Territorio. I Jornadas de Estudio del Fenómeno Sísmico y su incidencia en la Ordenación del Territorio, 23 p. Comunidad Autónoma de la Región de Murcia.
- RODRIGUEZ ESTRELLA, T. y LILLO CARPIO, M. (1986). Los movimientos horizontales y verticales recientes y su incidencia en la geomorfología del litoral comprendido entre la Sierra de las Moreras (Murcia) y la de Almagrera (Almería). Primeras Jornadas del Fenómeno Sísmico y su Incidencia en la Ordenación del territorio. Murcia.
- RODRIGUEZ ESTRELLA, T. y LOPEZ BERMUDEZ, F. (1984). Investigación interdisciplinar sobre las deformaciones recientes en el sector meridional de la Vega Alta del Segura (Murcia). Criterios hidrogeológicos aplicables al estudio de la Neotectónica en el Sureste español. Primeras Jornadas sobre Neotectónica y su aplicación al Análisis de Riesgos de Emplazamiento Energía Industrias, Energía Nuclear, nº 149-150, 259-266. Madrid.
- RODRÍGUEZ ESTRELLA, T. y NAVARRO HERVÁS, F. (2001). Desprendimientos y vuelcos en laderas, desencadenados por sismicidad, en la cuenca de Mula (Murcia). In "Espacio Natural y Dinámicas Territoriales", Univ. Valladolid, 171-181.
- ROMEIN, A.J.T. (1977). Calcareous nannofossils from the Cretaceous-tertiary boundary interval in the Barranco del Gredero (Caravaca, Murcia, SE Spain I and II. Proc. Kon. Nederl. Akad, 80 (4): 256-279
- ROMEIN, A.J.T. (1979). Lineages in early Paleogene calcareous nannoplankton. Utrecht Micropal. Bull., 22: 1-231
- SAN MIGUEL DE LA CAMARA, M.; ALMELA, A. y FUSTER, J.M. (1951). Sobre un volcán de "verita" recientemente descubierto en el Mioceno de Barqueros (Murcia). Estudios geol., 7, 411-429.
- SANZ DE GALDEANO, C. (1983). Los accidentes y fracturas principales de las Cordilleras Béticas. Estudios geol., 39, 157-165.
- SHARPTON, V.L.; DALRYMPLE, G.B.; MARIN, L.E.; RYDER, G.; SCHURAYTZ, B.C. & URRUTIA-FUCUGAUCHI, J. (1992). New links between the Chicxulub impact structure and the Cretaceous-Tertiary boundary. Nature, 359: 819-821
- SHUKOLYUKOV, A. & LUGMAIR, G.W. (1998). Isotopic evidence for the Cretaceous-Tertiary impactor and its type. Science 282: 927-929
- SMIT, J. & HERTOGEN, J. (1980). An extraterrestrial event at the Cretaceous-Tertiary boundary. Nature, 285: 198-200
- SMIT, J. & KLAVER, G. (1981). Sanidine spherules at the Cretaceous-Tertiary boundary indicate a large impact event. Nature, 292: 47-49
- SMIT, J. (1977). Discovery of a planktonic foraminifera association between the *Abathophalus* *Mayaroensis* zone and the "Globigerina" *Eugubina* zone at the Cretaceous-Tertiary boundary in the Barranco del Gredero (Caravaca, Murcia, SE Spain); a preliminary report. Proc. Of the koninklijke AK van wetenschappen Ser B80 (4): 280-289
- TEMPLADO, D.; MESEGUER, J.; BECERRIL, F.J.M. y ABBAD, M. (1952). Mapa Geológico de España E.1:50.000, 1ª ser. Hoja nº 933 (Alhama de Murcia). Inst. Geol. Min. España.
- VENTURELLI, G., CAPEDE, S., DI BATTESTINI, G., CRAWFORD, A., KOGARKO, L.N. y CELESTINI, S. (1984). The ultrapotassic rocks from Southeastern Spain. Lithos, 17, 37-54.
- WARD, P.D. (1990). The Cretaceous-Tertiary extinctions in the marine realm: a 1990 perspective. In: Global Catastrophes in Earth History. An interdisciplinary Conference on Impacts, Volcanism and Mass Mortality. (V.L. Sharpton & Ward, P.D., Eds). Geological Soc. Of America, Special Paper, 247: 425-432
- YARZA, R.A. de (1895). Roca eruptiva de Fortuna (provincia de Murcia). Bol. Comm. Mapa Geol. Esp. T. 20 1893), pp. 349-353.