

BENTONITAS DEL SURESTE DE LA PENÍNSULA IBÉRICA



Workshop

Guía de Campo

31 Mayo-3 Junio. 2012

SOCIEDAD ESPAÑOLA DE ARCILLAS

ISBN: 978-84-695-3858-6

AUTORA: Emilia García-Romero

PREFACIO

La Sociedad Española de Arcillas tiene como fin, de acuerdo a sus Estatutos, “fomentar, difundir y organizar trabajos de investigación y de desarrollo científico y tecnológico en el campo de las Arcillas” y para conseguir estos fines, además de la organización de reuniones, cursos y conferencias “promoverá la realización de excursiones científicas y visitas a Centros Técnicos y de Investigación”. Puesto que las excursiones científicas suelen estar vinculadas a la celebración de congresos y reuniones, los objetivos de dichas excursiones están condicionados por la proximidad a la localidad en la que el congreso se celebra. En la última Asamblea de la SEA celebrada el pasado 14 de Noviembre de 2011 se aprobó promover la organización de excursiones científicas, independientemente de las organizadas como actividad de los congresos, de manera que puedan ser visitadas zonas de interés para el estudio de las arcillas que de otra forma difícilmente son abordables.

Es en este contexto en el que se encuadra la actividad y la guía de campo que aquí se presenta, correspondiente a la visita a los yacimientos de bentonitas del Cabo de Gata. La guía de campo pretende ser útil no sólo a los participantes en la excursión que se desarrollará en esta primavera de 2012, sino a todos los socios que, gracias a esta guía dispondrán de información actualizada sobre el contexto geológico, los principales yacimientos (no sólo de bentonitas sino de otros minerales de interés económico) y las características mineralógicas de las bentonitas. Los recorridos recomendados, la ubicación de las canteras y la descripción de los distintos materiales que afloran en la zona se han realizado de manera que permitan localización precisa mediante coordenadas y mapas de situación, así como la identificación de los mismos gracias al amplio catálogo de fotografías que la guía ofrece.

Los miembros de la actual Junta Directiva esperamos que este sea el primero de una serie de volúmenes vinculados a las excursiones científicas promovidas por la SEA y animamos a todos los socios a participar en la organización de las futuras excursiones. No nos cabe ninguna duda de que son muchos los destinos de interés para el mundo de las arcillas que, gracias a la experiencia como docentes e investigadores de nuestros socios, podemos ofrecer en futuras ediciones. Del mismo modo estamos completamente convencidos de que esta primera experiencia será todo un éxito porque al incuestionable interés geológico y la belleza paisajística de la zona del Cabo de Gata se une el magnífico trabajo realizado por la Dra. Emilia García Romero para la elaboración de esta guía, a quien agradecemos su esfuerzo desinteresado.

*Mercedes Suárez Barrios
Presidenta de la Sociedad Española de Arcillas*

Agradecimientos

Quiero agradecer a las empresas explotadoras de las bentonitas las facilidades y buena predisposición que han manifestado en todo momento para la visita a las explotaciones. Muy especialmente quiero dar las gracias a Rockwood y a Süd Chemie Ibérica, S.L., empresas explotadoras de las canteras de bentonita mas importantes de la zona (Los Trancos, Cortijo de Archidona y Morrón de Mateo).

INDICE

INDICE	5
1. PRESENTACIÓN.....	1
2. GEOLOGÍA	3
3. MATERIALES.....	11
COLADAS.....	11
ROCAS PIROCLÁSTICAS	12
• Depósitos de caída (<i>fall deposits</i>).....	12
• Depósitos piroclásticos de flujo (<i>flow deposits</i>)	12
HIALOCLASTITAS Y BRECHAS LÍTICAS AUTOCLÁSTICAS	14
AGLOMERADOS-BRECHAS	16
MATERIALES EPICLÁSTICOS	16
ROCAS SEDIMENTARIAS.....	18
4. YACIMIENTOS MINERALES.....	19
4.1. YACIMIENTOS EPITERMALES DE ORO.....	21
4.2. BENTONITAS	23
LOS TRANCOS	28
CORTIJO DE ARCHIDONA	30
MORRÓN DE MATEO	32
4.3. ZEOLITAS.....	36
5. BIBLIOGRAFÍA.....	40
6. RECORRIDOS	44

1. PRESENTACIÓN

La zona que vamos a visitar se sitúa en el Parque Natural del Cabo de Gata. Se trata de una sierra de incuestionable belleza (fotografía 1), originada como consecuencia de la actividad volcánica que tuvo lugar en el sureste de España durante el Mioceno.



Fotografía 1.1. Atardecer en el Cabo de Gata (al fondo). (Fotografía J.V. Navarro)

En la zona se pueden encontrar tanto rocas volcánicas (andesitas, dacitas, en forma de coladas, ignimbritas, unidades piroclásticas, domos...) como sedimentarias. En algunos sectores las rocas volcánicas están intensamente alteradas hidrotermalmente (alteración propilítica, argílica, silicificaciones), lo que localmente ha dado lugar a la formación de importantes yacimientos minerales como son los yacimientos de oro de Rodalquilar o las mineralizaciones de alunita, zeolitas o bentonitas (figura 1.1).

A pesar de la aridez del entorno (clima semidesértico) (figura 1.1) cuenta con la presencia de especies vegetales únicas en la Península Ibérica. Por ello se trata de una zona protegida en la que no está permitida la toma de muestras.

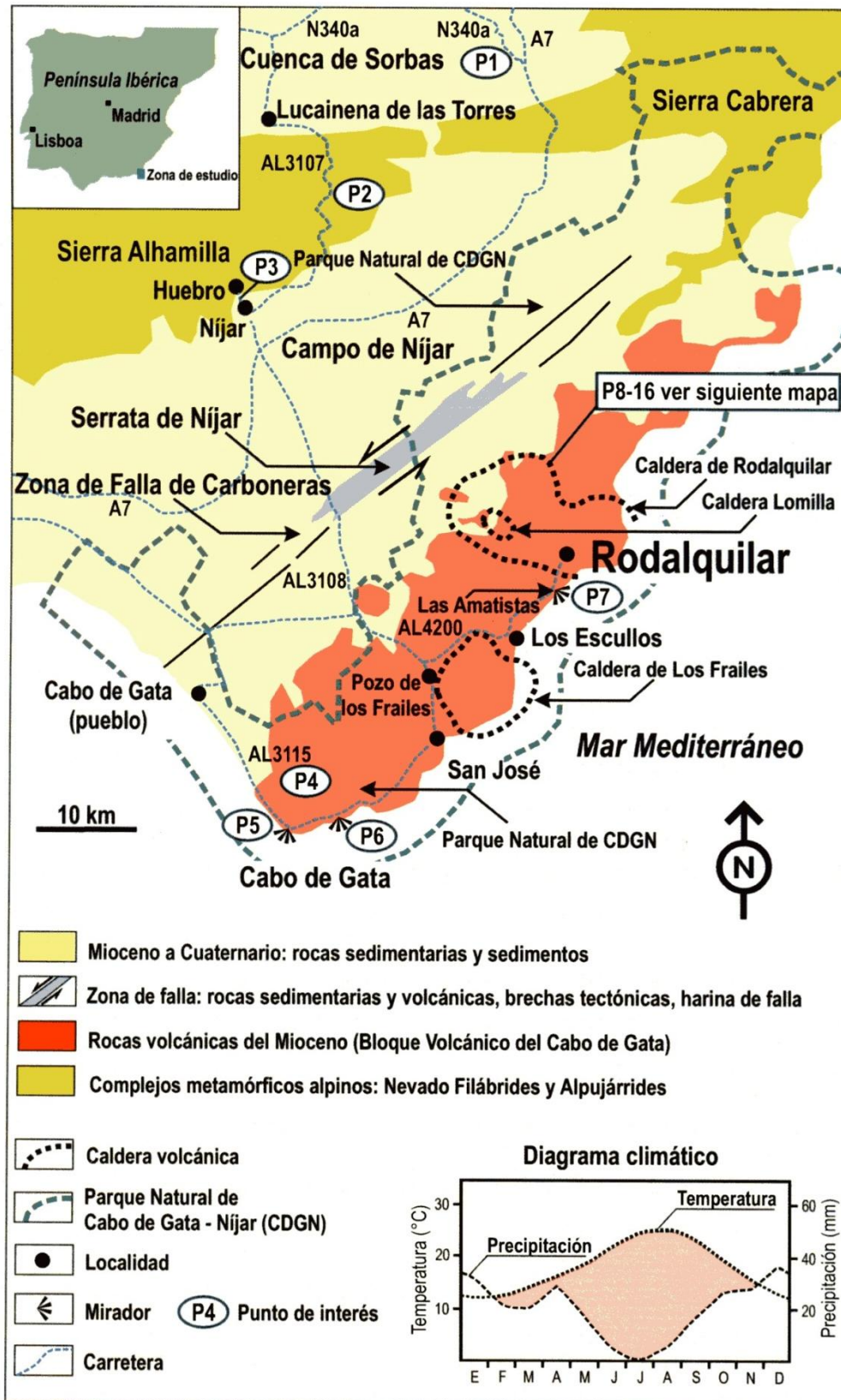


Figura 1.1. Oyarzun et al. (2010)

2. GEOLOGÍA

Geológicamente, la región volcánica del Cabo de Gata está ligada a la evolución tectónica que tuvo lugar a mediados y finales del Mioceno en el área del Mediterráneo. Las rocas volcánicas afloran en una estrecha banda que sigue una dirección general NE-SW, desde el sur de Murcia al Cabo de Gata.

Tras los importantes esfuerzos compresivos que tuvieron lugar entre el Cretácico superior y el Paleógeno inferior, responsables de la estructuración inicial de los complejos alpinos del sureste de España, tuvo lugar (Oligoceno a Mioceno superior), un colapso extensional, en que las antiguas superficies de despegue compresionales fueron reactivadas como detachments extensionales, puestos de manifiesto como grandes sistemas de fallas extensionales (Doblas y Oyarzun, 1989; Platt y Vissers, 1989), responsables de la actual configuración de los complejos del sureste de España. Se produjeron fenómenos generalizados de adelgazamiento cortical en todo el dominio alpino de las Béticas, Alborán y el orógeno Rifeño (Marruecos) (Doblas y Oyarzun, 1989). El último episodio fue acompañado por un importante vulcanismo calcoalcalino (andesitas, dacitas, riolitas) y una rápida sedimentación en cuencas sedimentarias evaporíticas sujetas a subsidencia.

El origen de los magmas de la Faja Volcánica de Almería-Cartagena (FVAC) (Oyarzun et al. 1995) tiene que ser entendido en el contexto de la compleja evolución geológica del sector SW del orógeno Alpino. Esta evolución puede ser resumida en las siguientes etapas (Doblas and Oyarzun 1989 y Oyarzun et al., 1985): i) Subducción oblicua dirigida hacia el N-NE de una placa oceánica conectada con la placa africana (Cretácico-Oligoceno). ii) Colisión continental África-Iberia (Oligoceno superior-Mioceno inferior) con el consiguiente cese de los procesos de subducción activa bajo Iberia y engrosamiento cortical masivo. iii) Colapso extensional de orógeno bético (Mioceno medio a superior) con vulcanismo asociado. El colapso del orógeno se desarrolló a través de detachments extensionales que dieron como resultado el adelgazamiento cortical del orógeno con vulcanismo asociado (figura 2.1).

Durante este episodio se generaron la cuenca de Alborán y el arco de Gibraltar, y se produjeron los principales episodios del SE, del mar de Alborán y del N de África (López Ruiz et al. 2004). Existe una distribución más o menos simétrica de las diferentes series volcánicas desde el centro del mar de Alborán hacia el norte y hacia el sur (Figura 2.1). Así se puede definir una zona central donde aparecen las rocas volcánicas más antiguas (fundamentalmente calcoalcalinas), dos zonas periféricas algo más jóvenes con rocas calcoalcalinas potásicas y shosoníticas y una franja externa, únicamente en el SE de España, donde afloran rocas más recientes, ultrapotásicas.

BENTONITAS DEL SURESTE DE LA PENÍNSULA IBÉRICA

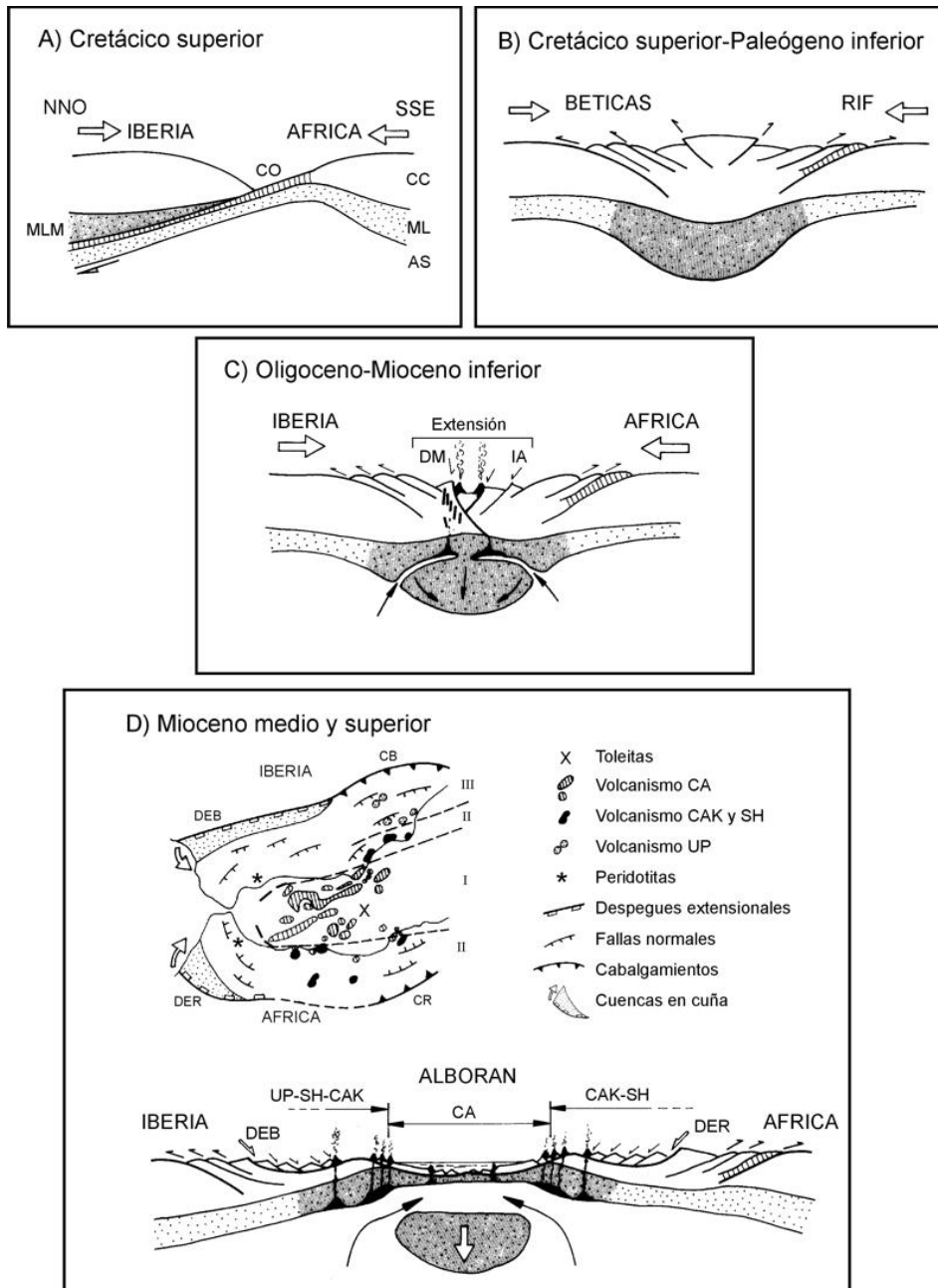


Figura. 2.1. Evolución geodinámica de la región bético rifeña desde el Cretácico superior al Mioceno superior y generación del magmatismo calcoalcalino a ultrapotásico de la provincia volcánica del SE (modificado de López Ruiz et al., 2002). A) Convergencia entre Africa e Iberia durante el Cretácico superior, con una zona de subducción buzando al N, que produce el metasomatismo del manto litosférico (AS: astenosfera; ML: manto litosférico; CC: corteza continental; CO: corteza oceánica; MLM: manto litosférico metasomatizado). B) Colisión/obducción de finales del Cretácico a principios del Paleógeno entre Africa e Iberia, que da lugar a la cadena orogénica bético rifeña. C) fase extensional sinorogénica del Oligoceno a principios del Mioceno en el sector O de la cadena, con la que se relaciona el magmatismo toleítico de la isla de Alborán (IA) y los diques toleíticos de la provincia de Málaga (DM). D) Colapso extensional de mediados a finales del Mioceno del orógeno bético rifeño, producido por el hundimiento progresivo en el manto de un fragmento de raíz litosférica del orógeno sobreengrosado. Durante este episodio se generan la cuenca de Alborán y el Arco de Gibraltar, así como el volcanismo calcoalcalino a ultrapotásico de la provincia volcánica del SE. CB: cabalgamientos frontales de la cordillera Bética; CR: cabalgamientos frontales del Rif; DEB: despegues extensionales de la cordillera Bética; DER: despegues extensionales del Rif.

BENTONITAS DEL SURESTE DE LA PENÍNSULA IBÉRICA

El vulcanismo comprende las siguientes series magmáticas (López Ruiz y Rodríguez Badiola, 1980): i) Série calcoalcalina (andesitas basálticas, andesitas, dacitas, riolitas, 15.5 – 7.9 Ma.). ii) Série calcoalcalina de alto-K y shoshonítica: (andesitas potásicas, toscanitas, banakitas, 12.8 – 8 Ma.) iii) Serie lamproítica (jumillitas, cancalitas, fortunitas, veritas, 10.8 – 6 Ma.) (figura 2.2).

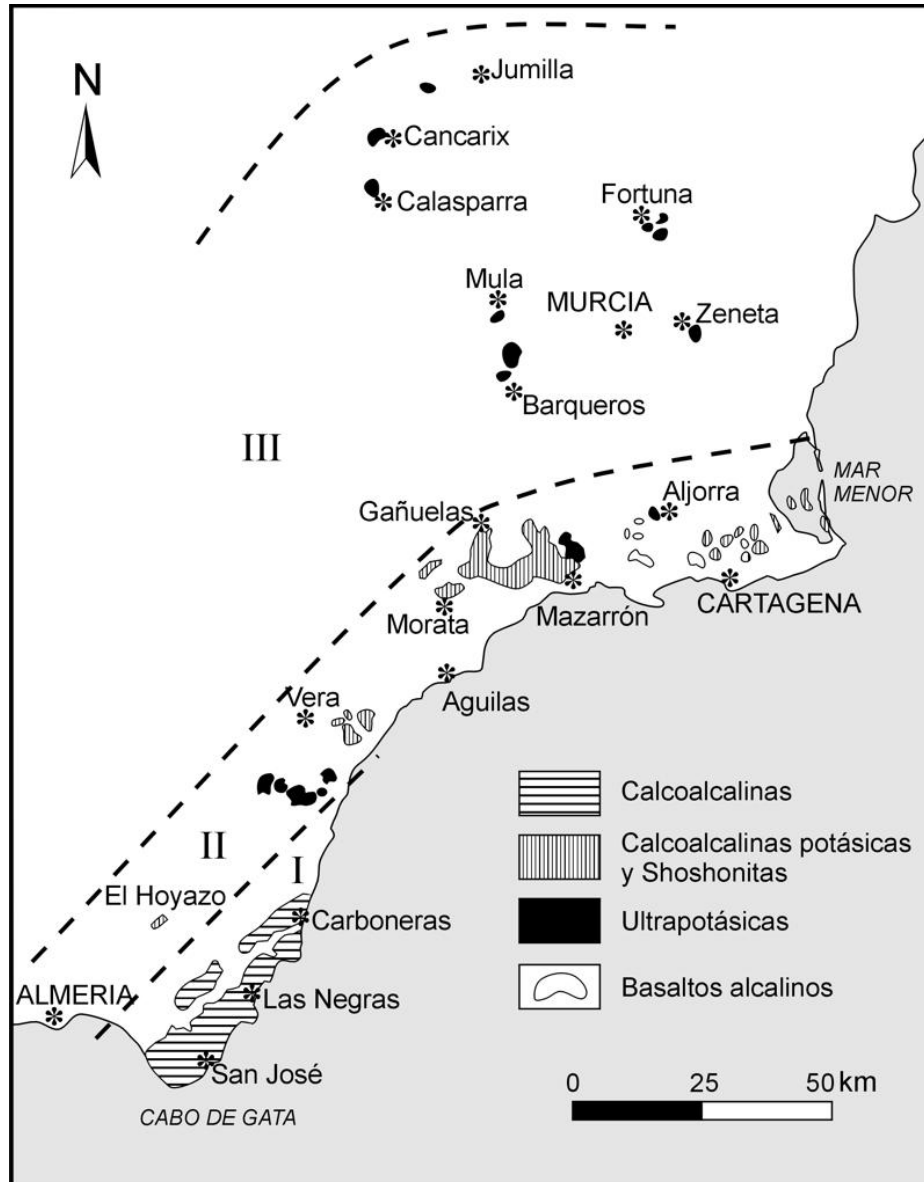


Figura 2.2. Series magmáticas y principales distritos mineros de la FVAC (López Ruiz y Rodríguez Badiola, 1980)

El magmatismo tuvo lugar en un ambiente marino somero. Las secuencias se caracterizan por la intercalación de materiales volcánicos con depósitos sedimentarios continentales y marinos. Se pueden encontrar tanto domos como coladas y rocas piroclásticas, con un amplio rango composicional. Los términos más representativos son dacitas y riolitas, por lo que las erupciones fueron explosivas con predominio de

materiales producidos por el colapso de columnas eruptivas y de domos, como coladas piroclásticas de bloques y cenizas, oleadas piroclásticas e ignimbritas. Los materiales lávicos son predominantemente andesitas basálticas o andesitas (López Ruiz et al., 2004).

En la zona se han reconocido tres calderas volcánicas (figura 2.3), la de Los Frailes, Rodalquilar y La Lomilla. La de Los Frailes (fotografías 2.1 y 2.2) es la mas antigua ($14,4\pm 0,8$ Ma.) (Rytuba et al. 1988). Se originó como resultado de una erupción explosiva de la que se conservan restos de coladas piroclásticas dacíticas. Tiene una forma circular con un diámetro de 5 km. Eventos asociados a la formación de la caldera fueron la emisión de rocas piroclásticas del tipo ignimbrita, depósitos de caída (tobas dacíticas), depósitos de pómez, brechas, andesitas y el emplazamiento de domos. Además se formaron allí los depósitos hidrotermales de bentonitas y zeolitas que son explotados actualmente.

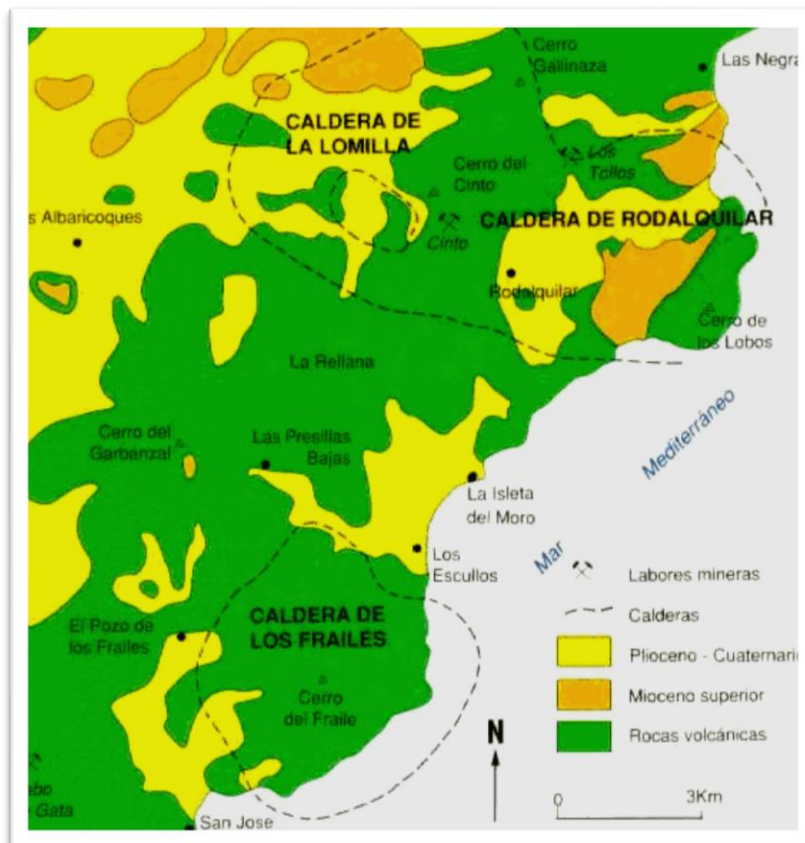


Figura 2.3. Calderas de Los Frailes, Rodalquilar, y la Lomilla (Arribas, 1993).



Fotografía 2.1. Caldera de Los frailes. (Fotografía J.V. Navarro)



Fotografía 2.2 Vista general de la zona de San José-Cabo de Gata desde el mirador de Las Amatistas. Los Frailes al fondo. (Fotografía J.V. Navarro)

El basamento precaldera en la zona de San José - Los Escullos incluye coladas de lava y brechas andesíticas (Andesitas antiguas). Sobre éstas encontramos facies que incluyen tobas dacíticas, brechas líticas autoclásticas, hialoclastitas, ignimbritas (playas de Mónsul, Los Genoveses y Cala Higuera) y andesitas.

La Caldera de Rodalquilar, situada al norte de la anterior, corresponde a una estructura de colapso ovalada de unos 8 km de largo por 4 de ancho, que incluye diferentes tipos de rocas piroclásticas, domos y yacimientos epitermales de oro. El colapso de la gran caldera está datado en 11 Ma y se produjo en relación con la emisión de las llamadas Ignimbritas de Cinto (10.8 Ma). Con posterioridad se emplazaron domos anulares y subsecuentemente se formó la Caldera de la Lomilla (Arribas, 1993). Asociadas a este

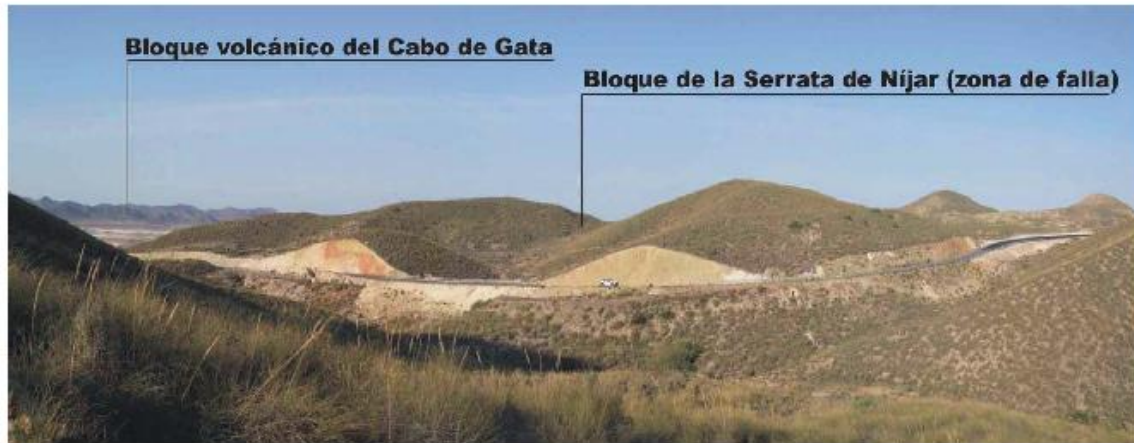
último episodio se emitieron las ignimbritas de Las Lázaras. Se trata de unidades de correlación incierta en el sector de Rodalquilar que incluyen depósitos de caída, brechas, y otras facies piroclásticas.

Entre las calderas de Los Frailes y Rodalquilar se disponen depósitos piroclásticos y aparatos dómicos. Estos se reconocen en los sectores de Presillas Bajas y Morrón de Mateo. Los depósitos piroclásticos incluyen intercalaciones de areniscas calcáreas (calcarenitas) en parte fosilíferas. Las facies piroclásticas comprenden brechas, aglomerados, tobas, ignimbritas, y depósitos tipo *base surge*; así mismo hay depósitos epiclásticos tipo *debris* y *mass flow*.

Fernandez Soler (1992) distinguió tres periodos de actividad volcánica durante el Mioceno. El primero, de edad Mioceno medio, está representado por rocas andesíticas dacíticas. El segundo (Tortonense inferior) está formado por rocas con una composición que va desde dacitas a andesitas piroxénico-anfibólicas, seguido por andesitas basálticas. En el tercer periodo (Tortonense superior) extruyeron grandes volúmenes de dacitas y riolitas anfibólicas biotíticas. Cada uno de los periodos empezó con fases explosivas de rocas piroclásticas y la formación de grandes calderas, seguida por la extrusión de flujos de lava e intrusiones de domos volcánicos (Rytuba et al. 1988).

Tras la formación de los primeros relieves volcánicos el mar invadió la zona (Tortonense) generando pequeñas cuencas marinas en las que se depositaron sedimentos marinos. Se trata fundamentalmente de rocas carbonatadas que contienen abundantes restos fósiles (briozoos, bivalvos, algas calcáreas, equinodermos y foraminíferos, entre otros). Así mismo, durante el Mesiniense se instalaron en la zona arrecifes coralinos, lo que indica que se trataba de un mar cálido.

Entre la Sierra de Alhamilla y el Cabo de Gata se dispone la Serrata de Níjar (zona Níjar-San José). Se trata de un bloque tectónico de dirección ENE-SSW, controlado por una zona de falla de carácter sinistral, con actividad desde el Mioceno superior-Plioceno (Zona de Falla de Carboneras) (fotografía 2.3). Se trata de una estructura en *flor positiva* caracterizada a gran escala por una deformación penetrativa de las unidades sedimentarias (yesos, margas) y volcánicas (andesitas). Así, la Serrata de Níjar se puede considerar como un bloque tectónico levantado formado dentro de una zona de transpresión desarrollada dentro de la Falla de Carboneras. Las unidades sedimentarias están intensamente deformadas (fotografía 2.4.), mientras que las rocas volcánicas, más competentes, están brechificadas o transformadas en *fault gouge*. Aunque en la Serrata de Níjar domina la deformación frágil, se observan evidencias de procesos frágil-dúctil en planos de falla rellenos de minerales de la arcilla. Estas estructuras presentan en algunos casos relleno de paligorskita, cuya génesis puede ser relacionada con procesos deformativos e hidrotermales (García-Romero et al., 2006).



Fotografía 2.3. Vista panorámica de los bloques de la Serrata de Níjar y Cabo de Gata (vista hacia el sur). Carretera de Níjar a San José (AL-202-6) (Fotografía E. García-Romero).



Fotografía 2.4. Deformación en la Serrata de Níjar. Carretera de Níjar a San José (AL-202-6). (Fotografía E. García-Romero).

A lo largo de la historia geológica, los materiales volcánicos del Cabo de Gata han estado sujetos a procesos de alteración producidos por aguas meteóricas, marinas o hidrotermales, siendo el hidrotermal el mecanismo fundamental en la génesis de los yacimientos minerales de la zona. En determinados momentos tuvo lugar la interacción entre las rocas volcánicas o subvolcánicas y el agua del mar. Estos procesos se desarrollaron en sectores parcialmente cubiertos por un mar cálido y somero, en el que crecían corales. En este ambiente (similar al actual en las islas volcánicas del pacífico) tuvieron lugar importantes cambios mineralógicos en las unidades recientemente depositadas. La circulación de fluidos a lo largo de fracturas y de superficies de contacto entre materiales dio lugar a la disolución mineral y movilización

y acumulación de elementos químicos y génesis de mineralizaciones. En la Caldera de Rodalquilar Arribas (1992) reconoce alteración propilítica, argílica, argílica avanzada y silicificaciones. En la fase argílica avanzada se formaron acumulaciones de alunita económicamente rentables (Los Tollos). Así se formaron los yacimientos epitermales de oro de Rodalquilar, los cuales se asocian a la caldera del mismo nombre. También se debe a alteración hidrotermal la génesis de los yacimientos de bentonitas.

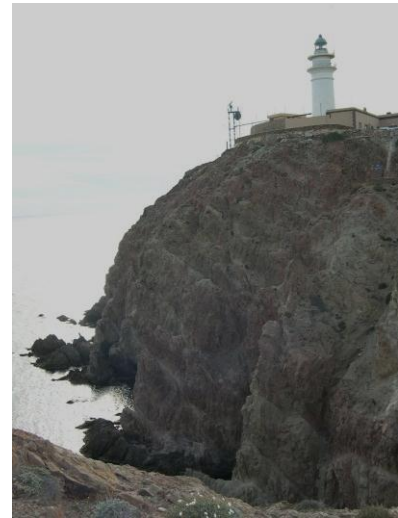
Junto a la alteración hidrotermal tuvo lugar la oxidación de sulfuros y mineralizaciones auríferas dando lugar la formación de limonitas, goethita y jarosita.

3. MATERIALES

En la zona se pueden reconocer los siguientes materiales:

COLADAS

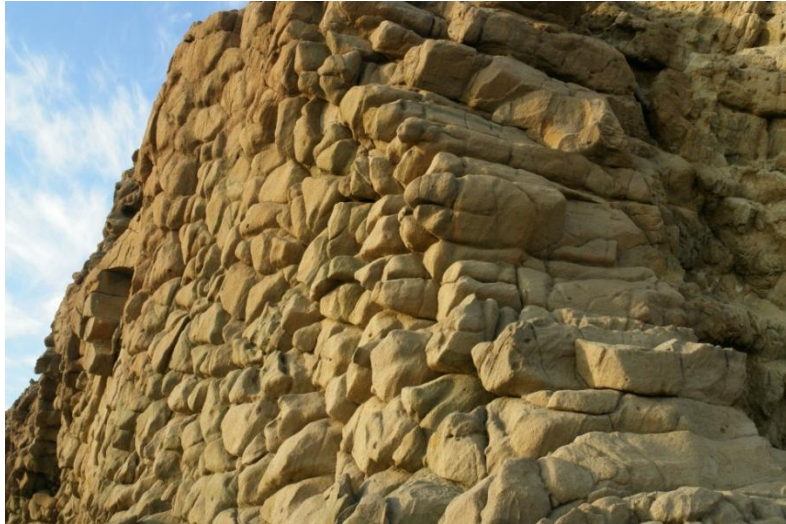
Generalmente, se originan cuando los materiales son fluidos: lavas máficas, poco félsicas, poco viscosas, con pocos gases. Cuando las lavas son más félsicas (dacitas-riolitas) son muy poco fluidas y con muchos volátiles que dan lugar a explosiones. Por ello, en la zona las coladas son escasas. En el Cabo de Gata (en el faro), se pueden ver andesitas anfibólicas masivas (fotografías 3.1). También se pueden observar en las playas de Los Genoveses (fotografía 3.2) y Monsul (fotografía 3.3).



Fotografías 3.1. Unidades volcánicas desde el Cerro de Vela Blanca. (Fotografías E. García-Romero).



Fotografía 3.2. Disyunción columnar. Playa de Los Genoveses. (Fotografía J.V. Navarro)



Fotografía 3.3. Disyunción columnar. Playa de Monsul. Los materiales están tumbados.
(Fotografía J.V. Navarro)

ROCAS PIROCLÁSTICAS

- **Depósitos de caída (*fall deposits*)**

Están ampliamente representados en toda la zona. Se forman a partir de los materiales expulsados violentamente del volcán (fragmentos de pómez y/o lapilli). Carecen de laminación dentro de las capas pero se reconoce bien una cierta "estratificación". (fotografías 4.4 y 4.5).



Fotografía 3.4. Depósitos de caída (tobas) en cantera de Morrón de Mateo (Junio 2002).
(Fotografía E. García-Romero).



Fotografía 3.5. Depósitos de caída (tobas) en cantera Cerro Pausica .(Fotografía E. García-Romero).

- **Depósitos piroclásticos de flujo (*flow deposits*)**

Depósito tipo Ignimbrita. Se originan por movimiento lateral de los piroclastos que conforman una "nube" de gas caliente y partículas en suspensión. Son rocas o depósitos formado a partir de un flujo piroclástico pumítico, independientemente de si está soldado o no. Los fragmentos pueden ser de tamaño muy variados, con pómez y

otras rocas flotando en una matriz de ceniza. En la zona se pueden observar depósitos de este tipo, entre otros lugares, en las Playa de los Genoveses (fotografías 3.6 y 3.7) y Cala Higuera, Presillas así como en Rodalquilar.



Fotografía 3.6. Ignimbritas en Playa de Los Genoveles (al fondo). (Fotografía E. García-Romero).



Fotografía 3.7. Ignimbritas a muro, Base Surge a techo. Playa de Los Genoveses. (Fotografía J.V. Navarro)

Depósitos tipo *base surge*, que corresponden a un caso parecido al anterior. Están constituidos por materiales muy fragmentados, de tamaño ceniza gruesa. Presentan buena laminación y estratificación muchas veces cruzada (fotografía 3.8). Estos depósitos se pueden observar, por ejemplo, en la playa de Los Genoveses (fotografía 3.9).



Fotografía 3.8. Base surge. Cabo de Gata. (Fotografía E. García-Romero).



Fotografía 3.9. Base surge. Playa de Los Genoveses. (Fotografía E. García-Romero).

HIALOCLASTITAS Y BRECHAS LÍTICAS AUTOCLÁSTICAS

Son texturas que se originan por un brusco enfriamiento. Tiene lugar la fragmentación del material volcánico al ingresar en el medio acuático. Parte del material volcánico queda vitrificado. Las brechas son fácilmente diferenciables por su carácter caótico y abundantes clastos. Las hialoclastitas se caracterizan por la presencia de un material

BENTONITAS DEL SURESTE DE LA PENÍNSULA IBÉRICA

muy fino. En la zona se pueden reconocer ambos materiales en Cala Higuera y en la playa de Monsul (Fotografías 3.10 y 3.11).



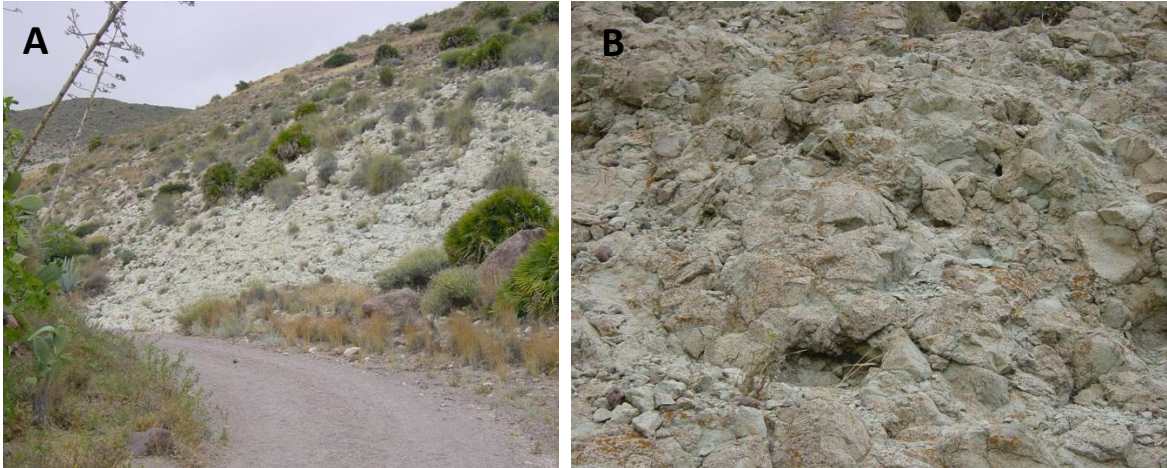
Fotografías.3.10. Brechas líticas autoclásticas en la playa de Monsul. (Fotografías E. García-Romero).



Fotografía 3.11. Hialoclastitas y brechas líticas autoclásticas. Cala Higuera. (Fotografía E. García-Romero).

AGLOMERADOS-BRECHAS

Son los materiales consolidados (roca de piroclastos). Originalmente eran materiales piroclásticos que, posteriormente deslizaron muy lentamente dando lugar al aspecto brechoide (fotografías 3.12 y 3.13).



Fotografías 3.12. (A) Brecha en la zona de Presillas Bajas. (B) Detalle de la anterior (Fotografía E. García-Romero).



Fotografía 3.13 (A). Brecha (B) Aglomerado. Zona de Presillas Bajas (Fotografía E. García-Romero).

MATERIALES EPICLÁSTICOS

También son frecuentes en la zona los depósitos de tipo **debris flow** y **mass flow**. Se trata de depósitos sedimentarios que tienen lugar tras la deposición de los materiales piroclásticos. Son depósitos de tipo avalancha, caóticos con grandes bloques flotando en una matriz fina (debris flow) (fotografía 3.14) o de tamaño mucho mas fino (mass flow) (fotografías 3.15 y 3.16). Los depósitos de avalancha se originan por el colapso (muy comúnmente en forma de herradura) del aparato volcánico, debido a un proceso

BENTONITAS DEL SURESTE DE LA PENÍNSULA IBÉRICA

magmático o de inestabilidad del edificio (o una combinación de ambos). En general el transporte del material se produce en seco.



Fotografía 3.14. Debris Flow. Carretera A1-420 (de San José a Los Escullos). Obsérvese el color verde de la base debido a alteración propilítica (Fotografía J. V. Navarro).



Fotografía 3.15. Cantera de Morrón de Mateo. Base mass flow. (Fotografía E. García-Romero).

BENTONITAS DEL SURESTE DE LA PENÍNSULA IBÉRICA



Fotografía 3.16. Frente de explotación de cantera de bentonitas en el que se puede ver la alternancia de tobas y mass flow en la base, con un recubrimiento de sedimentos plio-cuaternarios. (Fotografía E. García-Romero).

ROCAS SEDIMENTARIAS

Es frecuente encontrar rocas carbonatadas, con abundantes fósiles marinos, intercaladas entre las diferentes formaciones volcánicas, lo que indica que la mayor parte de la actividad volcánica tuvo lugar en condiciones submarinas o superficiales costeras. En posible observar dunas fósiles bien desarrolladas en muchas zonas, principalmente en las zonas de los Escullos (3.17) y en la Playa de Monsul.



Fotografía 3.17. Dunas fósiles. Los Escullos. (Fotografía J. V. Navarro.)

4. YACIMIENTOS MINERALES

En la zona volcánica del Cabo de Gata hay numerosos yacimientos minerales (figura 4.1), todos ellos relacionados con la actividad volcánica (las calderas, el relleno de los filones o con las alteraciones hidrotermales). Han sido explotados desde época romana, aunque los únicos activos en la actualidad son de bentonitas y de zeolitas.

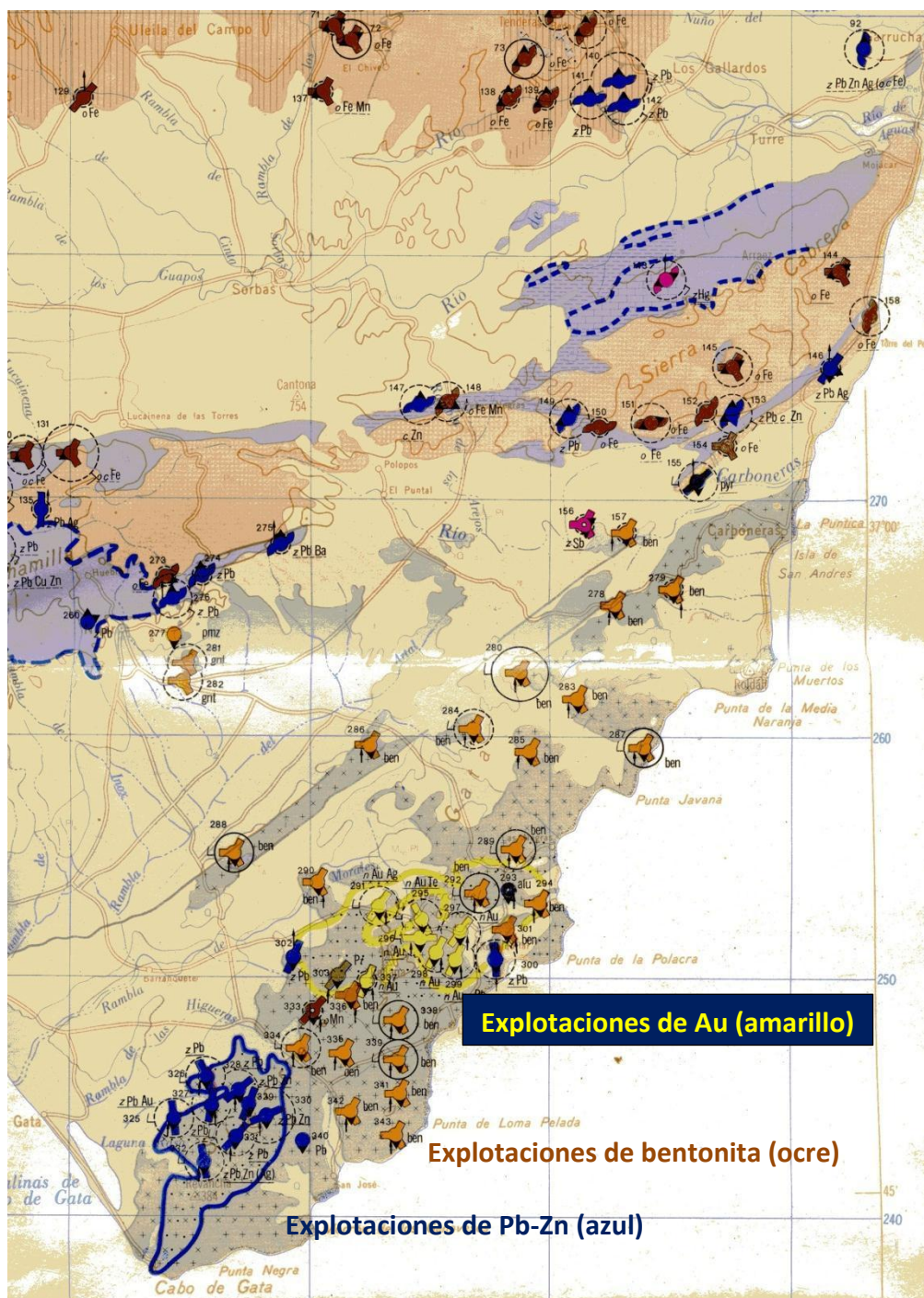


Figura 4.1. Localización de explotaciones mineras. Mapa Metalogénico de España. E.1:200.000. IGME

Las labores mineras datan de la época romana en que empezaron a explotarse filones de las calderas de Rodalquilar y La Lomilla (Hernández Ortíz, 2000). A lo largo de la historia se ha explotado plomo, manganeso, cobre, plata, oro, así como alumbres, que fueron objeto de importantes explotaciones en el siglo XVI. La explotación de los alumbres fue especialmente importante en la época de los árabes, quienes los extraían de la caldera de Rodalquilar y los utilizaban como mordiente de la potente industria textil que había en la ciudad de Almería en aquella época (1100-1147). En el SXVI los alumbres eran la explotación minera más importante del Cabo de Gata, con una influencia destacable en el mercado europeo.

A principios del siglo XIX renace el interés por la minería del Sur de España; así en la Sierra del Cabo de Gata comienza la explotación de pequeñas minas de plomo, las cuales se localizaban en dos zonas distintas, una de ellas situada a pocos kilómetros de San José, y la otra en los alrededores del actual pueblo de Rodalquilar, el cual nació debido a dicha actividad minera. Estas minas alcanzaron su máximo esplendor en el último tercio del siglo XIX, si bien, a finales del siglo, comenzaron a dar muestras de agotamiento, lo que, junto a la bajada de precios, entre otros factores, desembocó en una crisis a finales del siglo.

Coincidiendo con esta época de crisis de la minería de plomo se descubrió la presencia de oro en el cuarzo de los estériles de la mina (cuarzo de filones). Se trataba de oro diseminado en el cuarzo. Posteriormente (1915), además, se descubrió oro en estado libre en la mina "María Josefa". El problema de la minería del oro consistía en la tecnología necesaria para su beneficio. Tras finalizar la Guerra Civil en España las minas se encuentran inactivas y en muy mal estado. En 1943 se hace cargo de las minas la primera compañía creada por el I.N.I., la "Empresa Nacional ADARO de Investigaciones Mineras", que se hizo cargo de la explotación hasta 1989. En 1956 se inauguró la nueva instalación metalúrgica por cianuración dinámica en tanques (*Planta Denver*), la más grande de Europa Occidental en la época. Sin embargo, las minas pronto dieron síntomas de agotamiento, no siendo capaces de abastecer la sobredimensionada Planta Denver. ADARO cerró las minas y la planta en el año 1966. Tras este cierre se sucedieron los estudios por parte de diversas compañías con la intención de reabrir las minas, hasta que finalmente, se reiniciaron las actividades mineras en el año 1989, pero en 1990 y por problemas económicos las minas cierran nuevamente (Arribas et al. 2005). En el año 1989 se abrió la última instalación metalúrgica aurífera de la historia de Rodalquilar; en esa época se utilizó la última tecnología existente y en esta ocasión se adoptó el método de lixiviación en pilas que permite tratar grandes cantidades de mineral con unos bajos costes debido a la menor trituración y molienda requeridas para este proceso. La capacidad de la instalación era de unas 200.000 toneladas al año y fue diseñada y construida por la empresa holandesa CYMET. La producción que se estimó se iba a obtener anualmente era de 280 kilogramos de *Doré*

al año. Para la precipitación del oro se utilizaban por primera vez en España columnas de carbón activo, luego se afinaba mediante productos químicos y finalmente se fundía en hornos. Nuevamente se consiguió el éxito técnico en el beneficio del oro, aunque un descenso en el precio de la onza en el mercado internacional aurífero, forzó el cierre de la explotación en el año 1990 (Hernández Ortiz, F. 2002).

El aprovechamiento de los yacimientos de bentonita es mucho más reciente. Una bentonita verde grisácea, encontrada en la Serrata de Níjar en el año 1949 dio lugar al primer estudio sobre bentonitas en la región. Fue realizado por González García y Martín Vivaldi (1949). A partir de ese momento se suceden los estudios sobre las bentonitas, así como su aprovechamiento.

4.1. YACIMIENTOS EPITERMALES DE ORO

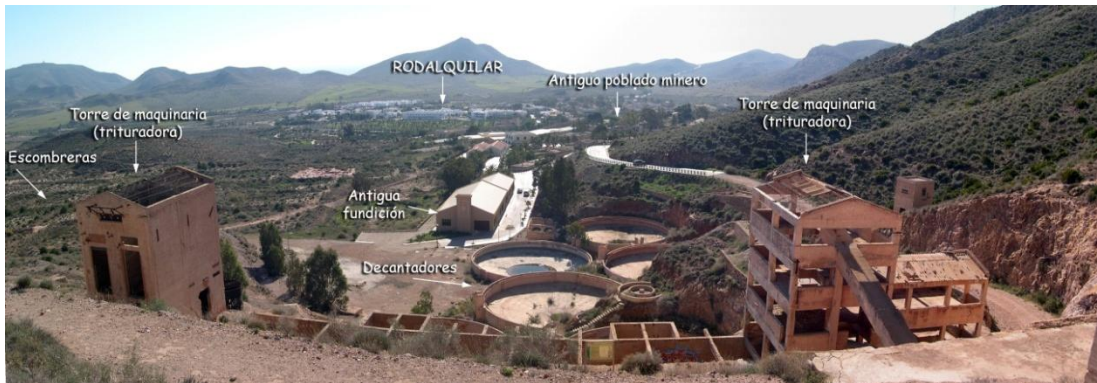
El principal yacimiento de la zona es el de Rodalquilar (fotografías 4.1 y 4.2). Se trata de un yacimiento epitermal aurífero asociado a caldera volcánica. Aunque el descubrimiento del oro en Rodalquilar data del período 1880-1885, sin embargo, el período minero más importante se extiende de 1943 a 1966, cuando la Empresa Nacional Adaro explotó el distrito, mediante labores subterráneas y a cielo abierto (Arribas, 1992, Arribas et al., 2005). A este período corresponden las instalaciones metalúrgicas para la extracción de oro que se encuentran al lado del pueblo de Rodalquilar (Planta Denver) (fotografía 4.3).



Fotografía 4.1. El distrito minero aurífero de Rodalquilar. Vista general de la mina a cielo abierto (Fotografía J.V. Navarro).



Fotografía 4.2. Uno de los frentes de explotación de las minas de oro de Rodalquilar. (Fotografía E. García-Romero).



Fotografía 4.3. Instalaciones abandonadas, para la recuperación de oro mediante cianuración en tanques. (Fotografía E. García-Romero).

La caldera de Rodalquilar corresponde a una estructura de colapso ovalada de unos 8 km de largo en dirección E-W por 4 de ancho en dirección N-S. El colapso de la gran caldera, datado en 11 Ma, tiene lugar como consecuencia de la emisión de las ignimbritas Del Cinto, con una potente serie de materiales piroclásticos de composición dacítica a riolítica. Con posterioridad se emplazaron domos anulares constituidos por riolitas masivas y subsecuentemente se formó la caldera de la Lomilla. Asociadas a esta última se emitieron las ignimbritas de Las Lázaras. Estas últimas están cubiertas por sedimentos lacustres y brechas volcánicas muy silicificadas. Durante este proceso se produjeron importantes fracturas, principalmente N-S, a favor de las cuales se desarrollaron los circuitos hidrotermales que dieron lugar al emplazamiento de las mineralizaciones de oro y al enorme halo de alteración que caracteriza al campo volcánico de Rodalquilar. (Arrivas et al., 2005).

En la zona de Rodalquilar se reconocen diversos tipos de alteración hidrotermal, todos ellos relacionados con las interacciones que se desarrollaron en determinados momentos entre las rocas volcánicas y subvolcánicas con el agua de mar. Allí se reconocen las siguientes facies de alteración: propilítica, argílica, argílica avanzada, y silicificaciones. En relación a la fase argílica avanzada se formaron incluso acumulaciones económicas de alunita (Los Tollos).

Además, estos materiales han sufrido alteración supergénica; así los sulfuros que acompañan la mineralización aurífera en Rodalquilar fueron rápidamente oxidados, dando lugar a una extensa e intensa formación de limonitas, incluyendo las típicas fases rojas de limonitas tipo goethita y amarillas del tipo jarosita (fotografía 4.4). En determinados sectores se observa además la espectacular presencia de anillos de Liesegang, (fotografía 5.5).



Fotografía 4.4. Detalle de jarosita y goethita en ignimbritas del Cinto. Rodalquilar (Fotografía J. V. Navarro)



Fotografía 4.5. Detalle anillo Liesegang. Rodalquilar. (Fotografía J.V. Navarro)

4.2. BENTONITAS

Las bentonitas han sido explotadas a lo largo de toda la región, desde Níjar a San José, pasando por la Serrata de Níjar. Se han descrito más de 30 afloramientos (figura 4.2), muchos de los cuales se han venido explotando desde los años 50. Se trata de canteras a cielo abierto de bentonitas de excelente calidad, con porcentajes de esmectita superiores al 90 %.

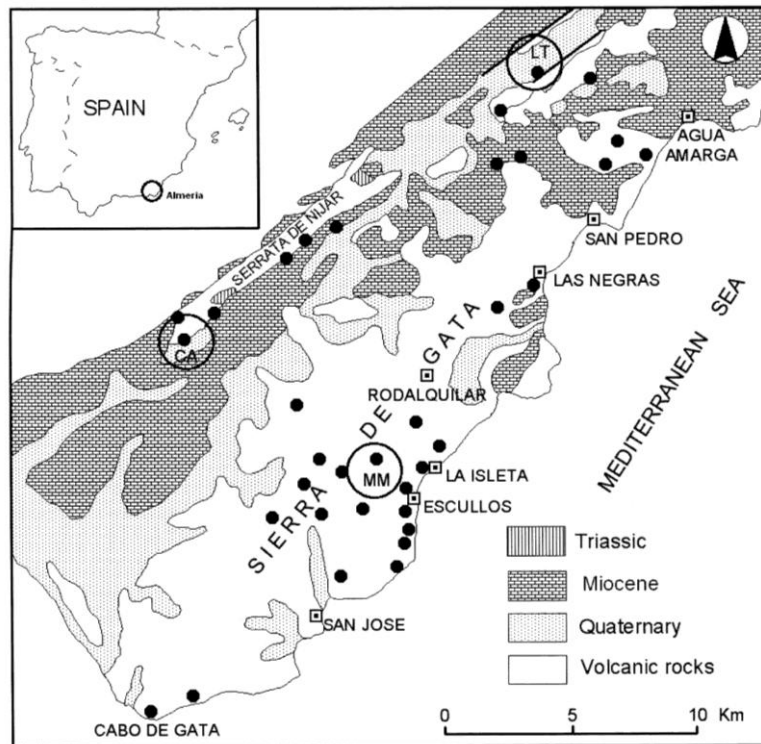


Figura 4.2. Mapa de localización de las canteras de bentonita de la región del Cabo de Gata. ●: Cantera de Bentonita. MM: Morrón de Mateo. LT: Los Trancos. CA: Cortijo de Archidona. (Caballero et al.; 1985)

España es el séptimo productor de bentonitas de la Unión Europea, detrás de Grecia, Italia, Alemania, Bulgaria, R. Checa y Chipre. Su mercado es muy amplio. La bentonita dilatada abastece a más del 90% de los mercados para absorbentes, camas de animales, ingeniería civil, lodos de perforación, arenas de fundición, diversas aplicaciones en manufacturas químicas, peletización de hierro, impermeabilización y tratamiento de aguas. Además supone más del 70 % de la bentonita vendida para cargas y como extendedores. Por otra parte, la no dilatada se destina en un 60% a clarificación, decoloración y filtrado de aceites y grasas, en tintas, pesticidas, productos farmacéuticos y aplicaciones plásticas (Panorama Minero, IGME). En los últimos años, se ha estudiado su capacidad como materiales de relleno o de sellado para el almacenamiento de residuos radiactivos

Según el Panorama Minero (IGME, 2012), la producción de bentonita en la provincia de Almería el año 2010 fue de 35.900 Tm (tabla 4.1). Según datos de la Junta de Andalucía (Sistema de Información Geológico-Minero de Andalucía (SIGMA)) desde el año 2007 la producción de bentonitas en Andalucía se ha incrementado, quedando en la actualidad cinco explotaciones activas, localizadas en la provincia de Almería con una producción de 192.350 Tm. La mayor parte de la producción se dedica a la exportación.

	2006	2007	2008	2009	2010
Toledo	95.555	68.992	70.718	71.056	66.589
Almería	27.350	34.572	51.140	37.783	35.900
Madrid	23.235	31.521	20.064	25.784	42.124
Zaragoza	4.866	6.739	6.716	6.537	6.118
Segovia	3.740	5.429	5.876	5.930	6270
Total	154.746	147.253	154.534	147.090	157.001

Tabla 4.1 Fuente: Estadística Minera de España. (Panorama Minero, IGME).

La producción de bentonitas procede de *Bentonitas Especiales, S.A. (BENESA)*, que explota diversas concesiones en Cuevas de Almanzora y Níjar (Almería) (Grupos Mineros Volcánica y Los Murcianos, respectivamente). *Süd-Chemie Ibérica, SL.* explota los Grupos Mineros Virgen del Pilar y Ampliación Segundo Nobel. Rockwood explotan la bentonita de Los Trancos. *Tolsa* posee el Grupo Minero *Gata*, asimismo en Níjar, que actualmente no está en explotación. Las reservas declaradas por las empresas productoras de bentonita están próximas a los 15 Mt y las probables otros 3Mt, en su mayor parte en Almería (Panorama Minero, IGME).

Caballero, (1985), Caballero et al., (1985) y Reyes et al. (1987), en función de las características mineralógicas y químicas de la bentonita, han clasificado los yacimientos en tres grandes grupos:

- i) **Serrata de Níjar.** En ella aparecen numerosas zonas bentonitizadas: Cerro Colorado, Collado del Aire, Cortijo de Archidona, Pecho de los Cristos, Palma del Muerto.
- ii) **Zona Norte de la Sierra del Cabo de Gata.** En ella aparecen los yacimientos de: Mata Lobera, Rambla Vieja, Rincón de Agua Amarga, Rincón de las Caleras, Los Trancos, Jayón, Pozo Usero, La Valentina, Majada de las Vacas, Plomo, Cala Montoya, Bornos, Horicuelas.
- iii) **Zona Sur de la Sierra del Cabo de Gata.** En ella aparecen los yacimientos de: Cortijo de la Loma, Cerro Amatista, Los Escullos, Cortijo del Gitano, La Isleta del Moro, Morrón de Mateo, La Capitana, Las Hermanicas.

Se han originado como resultado de la alteración hidrotermal de rocas volcánicas o subvolcánicas. Tanto bentonitas como zeolitas se encuentran asociadas principalmente a unidades piroclásticas que incluyen ignimbritas, como en la cantera de Frailes Este (yacimiento de zeolitas de Los Murcianos), alternancias de depósitos de caída y base surge como en Morrón de Mateo, o aglomerados y tobas como en Los Trancos.

En base a isótopos estables Leone et al. (1983) y Linares (1985) estiman que la temperatura de los fluidos hidrotermales que originaron las bentonitas debió encontrarse en torno a 70°C en el caso de bentonitas de la Sierra de Gata y de unos 40°C en el caso de las de la Serrata de Níjar, y que dichos fluidos eran de origen meteórico recalentados. Las fuentes de recarga de los acuíferos debieron ser las Sierras Alamilla y Cabrera, situadas al N de los Yacimientos.

Reyes et al. (1987) afirman que el sistema geotérmico que actuó en la región del Cabo de Gata debió de ser muy simple. Probablemente las aguas meteóricas se infiltraron en profundidad aprovechando las gran fracturación de la región. Estos acuíferos debieron seguir una dirección N-S en dirección al mar. Una vez calientes penetraron en los distintos niveles cineríticos porosos alterándolos a bentonitas.

En general, según Reyes et al. (1987), los filosilicatos tiene unos valores medios del 86% y como minerales acompañantes encuentran plagioclasa, cuarzo y calcita. El resto de los minerales que pueden aparecer lo hacen en porcentajes muy bajos. Las fracciones finas están formadas casi exclusivamente por esmectita con pequeñas cantidades de illita e interestratificados illita/montmorillonita. Ocasionalmente aparecen zeolitas junto con las esmectitas, como ocurre en los yacimientos de los Escullos o de Morrón de Mateo, y en algunas ocasiones llegan a ser el mineral mayoritario, como ocurre en el yacimiento de Los Murcianos. En la tabla siguiente

(tabla 4.2) se indican las composiciones mineralógicas de las bentonitas de la región, según Reyes et al. (1987).

COMPOSICIÓN MINERALÓGICA DE LAS BENTONITAS

		Phyl	Plag	Q	Z	Amph	Try	M	Cal	FK
Sierra Gata	X	89	3	2	1	1	1	1	1	t
	Margen	70-100	0-8	0-7	0-5	0-5	0-5	0-3	0-15	0-5
Serrata Nijar	X	88	9	2	—	—	1	t	t	t
	Margen	72-96	1-25	0-5	—	—	0-8	t	0-5	0-3
Zona Sur	X	75	8	6	3	1	2	1	2	2
	Margen	30-100	0-30	0-40	0-16	0-11	0-40	0-23	0-18	0-14
Media de la región		86	5	3	1	1	1	2	t	

Phyl = Filosilicatos; Plag = Plagioclasa; Q = Cuarzo; Z = Zeolita; Amph = Anfíbol; Try = Tridimita; M = Mica; Cal = Calcita; FK = Feldespato potásico

Tabla 5.2 Composición de las bentonitas de la Región del Cabo de Gata (Reyes et al. 1987)

En la tabla 4.3 se recoge la composición química de las bentonitas de cada una de las zonas, según Reyes et al. (1987). Según estos autores, son más silíceas y férricas y menos magnésicas y sódicas cuanto más al S se encuentren, a la vez que tienen menor contenido de agua de deshidroxilación, por lo que suponen que las bentonitas situadas más al S son las que presentan menor grado de alteración, es decir, parece como si la alteración disminuyese de N a S.

COMPOSICIÓN QUÍMICA DE LAS BENTONITAS

	Sierra de Gata		Serrata de Nijar		Zona Sur		Total
	X	Margen	X	Margen	X	Margen	
SiO ₂	59,30	51-69	61,67	53-57	63,48	46-78	60,59
Al ₂ O ₃	18,40	13-26	18,95	15-23	18,52	13,23	18,50
Fe ₂ O ₃	2,17	0-8	4,47	1-13	4,79	0-10	3,06
TiO ₂	0,23	0-1,2	0,31	0-05	0,53	0-1,4	0,31
CaO	3,05	0-6	1,80	1-5	2,48	0-19	2,77
MgO	5,33	1-7	3,27	1-6	1,77	0-4	4,23
Na ₂ O	2,10	0-4	2,35	1-4	1,52	0-3	1,99
K ₂ O	1,85	0-8	0,78	0-2	1,02	0-4	1,53
CO ₂	1,18	0-5	0,18	0-3	1,04	0-8	1,53
H ₂ O ⁺	6,79	3-10	6,22	4-9	4-95	2-10	6-27

Tabla 4.3. Composición química de las Bentonitas de la Región del Cabo de Gata (Reyes et al. 1987)

A continuación se incluyen tablas de las composiciones químicas de las esmectitas de la región (tabla 4.4), de los contenidos en elementos traza en las bentonitas (tabla 4.5.) y de las fórmulas estructurales medias de las esmectitas de la región (tabla 4.6), todas ellas sacadas de Reyes et al. (1987).

COMPOSICIÓN QUÍMICA DE LAS ESMECTITAS

	Sierra de Gata		Serrata de Níjar		Zona Sur		Total	W-P
	X	Margen	X	Margen	X	Margen		
SiO ₂	61,06	53-65	60,16	55-63	58,54	50-66	60,35	59,49
Al ₂ O ₃	19,91	12-25	19,12	13-23	18,52	9-29	19-52	21,93
Fe ₂ O ₃	1,16	0-4	5,10	2-11	5,97	2-13	2,78	3,97
TiO ₂	0,04	0-0,7	0,29	0-0,5	0,28	0-0,8	0,12	0,25
CaO	1,73	1-3	0,77	0-2	1,48	0-0,9	1,56	1,18
MgO	5,65	2-8	5-92	3-7	6,01	2-9	5,77	3,55
Na ₂ O	1,73	0,5-3	1,47	0-3	0,87	0,2-1	1,49	0,82
K ₂ O	1,00	0-5	0,61	0-1	0,72	0-3	0,89	0,34
H ₂ O ⁺	8,11	7-10	6,40	4-8	8,01	5-10	7,89	8,38

W-P = Weaver and Pollard, 1973.

Tabla 4.4. Composición química de las esmectitas de la Región del Cabo de Gata (Reyes et al. 1987)

CONTENIDO DE ELEMENTOS TRAZA EN LAS BENTONITAS

Elemento	Margen	Media	Elemento	Margen	Media
Rb	5-100	30	Mn	5-7000	—
Ba	3-600	110	Cu	2-35	10
Pb	2-100	25	Co	nd-15	3
Sr	10-400	150	Ni		15
Cs	10-50	20	Li	15-100	45
La	5-150	55	V	nd-160	10
Th	nd-300	120	Cr	nd-40	8
Zr	30-300	160	Ga	10-120	25
Sn	1-60	17	B	nd-100	37
Mo	1-7	3	Be	nd-10	5

nd = no detectable

Tabla 4.5. Contenido de elementos traza de las esmectitas de la Región del Cabo de Gata (Reyes et al. 1987)

**FÓRMULAS ESTRUCTURALES DE LAS ESMECTITAS.
VALORES MEDIOS**

		Si(IV)	Al(IV)	Al(VI)	Mg(VI)	Fe(VI)	X ⁺
Sierra de Gata	X	7,808	0,192	2,963	0,999	1,124	0,942
	Margen	7,2-8	0-0,8	2,3-3,3	0,3-1,6	0-0,5	0,5-1,2
Serrata de Níjar	X	7,682	0,318	2,706	1,059	0,472	0,663
	Margen	7,4-7,9	0,1-0,6	2,1-3,1	0,6-1,4	0,1-1,2	0,4-1
Zona Sur	X	7,741	0,259	2,688	1,042	0,456	0,741
	Margen	7,4-8	0-0,6	2,2-3,6	0,4-1,6	0,1-0,8	0,4-1,2

Tabla 4.6. Valores medios de las fórmulas fstructurales de las esmectitas de la región del Cabo de Gata (Reyes et al. 1987).

LOS TRANCOS

El yacimiento de Los Trancos es el mayor de la Sierra de Gata (fotografía 4.6). Se sitúa al NE de la Sierra del Cabo de Gata, aproximadamente a 8 Km de Fernán Pérez (Hoja 1046 del MAGNA E. 1:50.000 (Carboneras) (Coordenadas: 36°56'32"N 2°01'03"W, altitud 192 m). Se ha venido explotando desde los años 60 y se han utilizado para la elaboración de "tierras decolorantes activadas".



Fotografía 4.6. Yacimiento de Los Trancos. Junio de 2001. (Fotografía E. García-Romero).

En la figura 4.3 se muestra un esquema geológico y de situación del yacimiento, según Caballero et al. (2005).

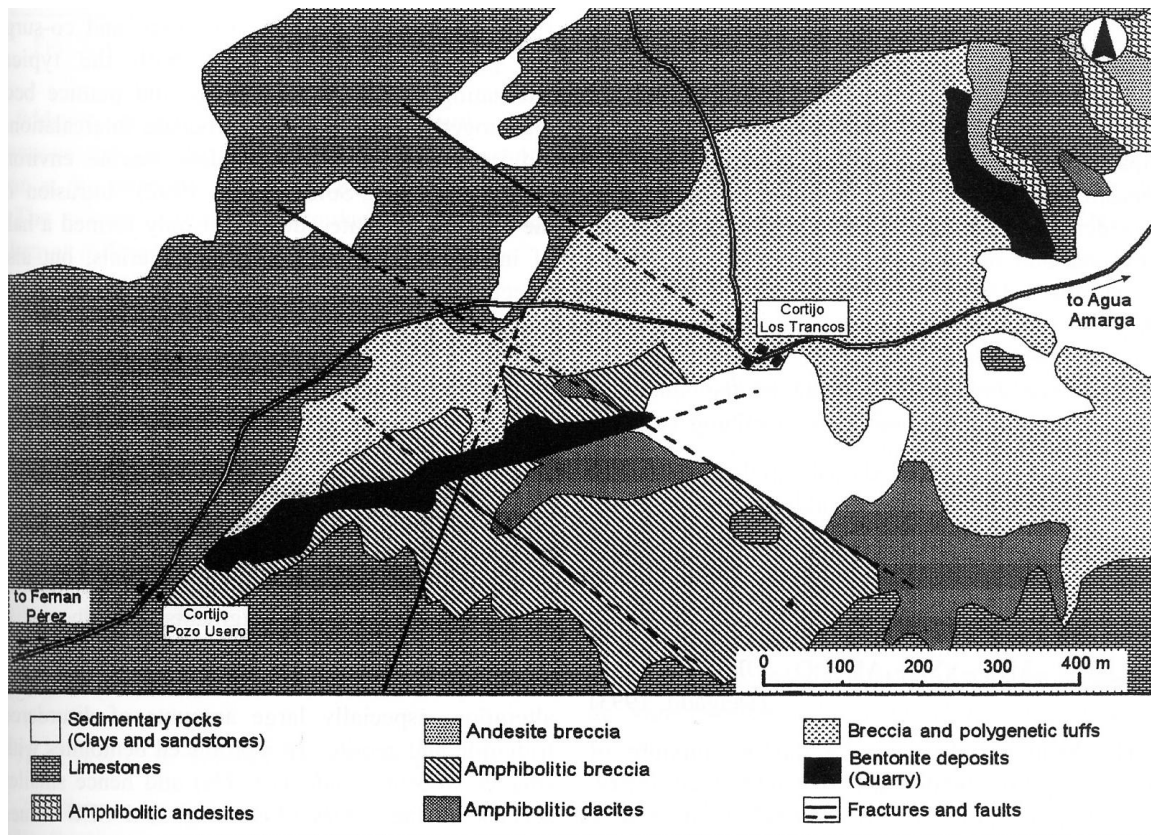


Figura 4.3. Mapa geológico de la cantera de Bentonita de Los Trancos (Caballero et al. 2005).

El yacimiento de los Trancos se desarrolló a favor de dos grandes fracturas de orientación N10E y N60E que afectaron a materiales tobáceos y aglomerados de composición dacítica (Reyes et al., 1979) o riocita (Martín Vivaldi y Linares, 1968). Se trata de bentonitas de extrema pureza (97%), muy homogéneas, de composición tanto beidellítica como montmorillonítica, con una superficie específica de 795 m²/gr (Reyes et al., 1979). La potencia de las capas de bentonita varía entre 10 y 50 metros, pudiendo exceder incluso los 60 m en algunas ocasiones. Cuadros et al. (1994) encuentran que la beidelita podría corresponder a un interestratificado caloinita/beidelita.

En la tabla 4.6 se incluye una recopilación de fórmulas estructurales calculadas por diferentes autores para estas esmectitas.

BENTONITAS DEL SURESTE DE LA PENÍNSULA IBÉRICA

Cationes Tetraédricos		Cationes Octaédricos				
Si	Al	Al	Fe	Mg	X	
7.360	0.640	3.180	0.320	0.687	0.776	1
7.53	0.45	3.18	0.17	0.776	0.89	2
7.59	0.41	3.02	0.26	0.87	0.84	3
7.74	0.26	3.06	0.21	0.79	0.85	4

Tabla 4.6. Fórmulas estructurales de las esmectitas de Los Trancos para $O_{20}(OH)_4$, según diferentes autores: 1. Martín Vivaldi y Linares (1968). 2. Reyes (1977) y Reyes et al. (1978a y b). 3. Linares et al. (1993). 4. Delgado (1993)

CORTIJO DE ARCHIDONA

El yacimiento (fotografía 4.7) se localiza en el extremo SE de la Serrata de Níjar en la Hoja 1046 del MAGNA E. 1:50.000 (Carboneras) (Coordenadas: 36°52'21"N 2°09'13"W, altitud 184 m).



4.7. Yacimiento del Cortijo de Archidona. Junio de 2008. (Fotografía E. García-Romero).

En la figura 4.4 se muestra un esquema geológico y de situación del yacimiento según Caballero et al. (2005).

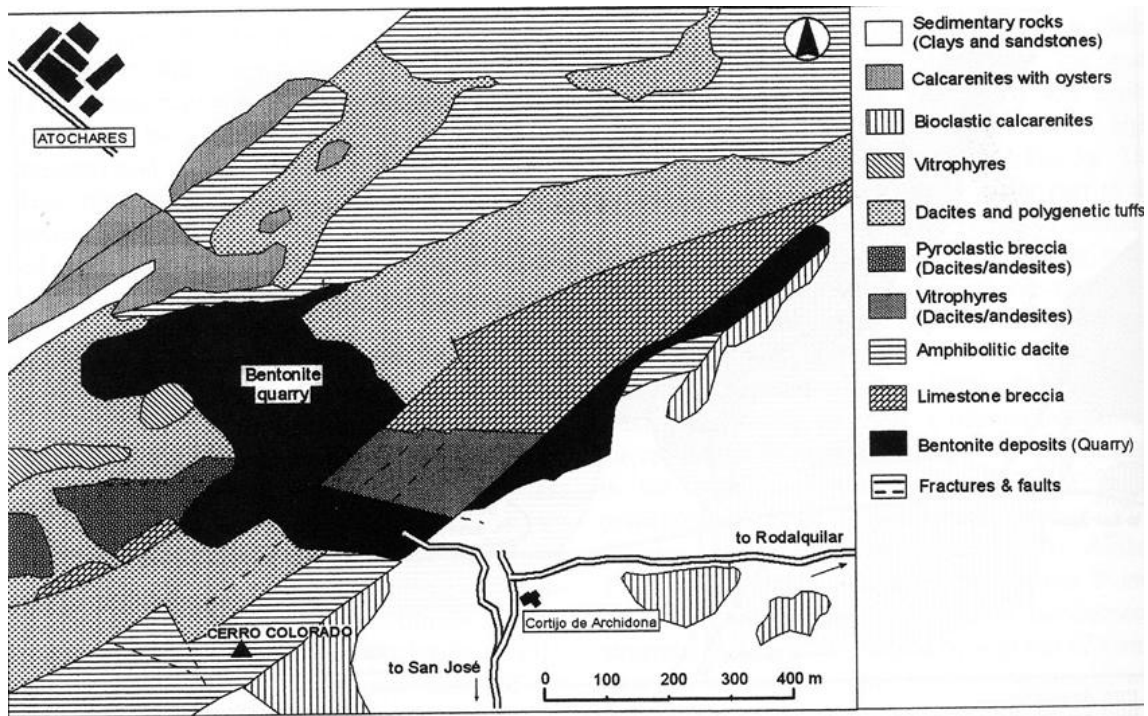


Figura 4.4. Esquema geológico del depósito del Cortijo de Archidona. (Caballero et al, 2005)

La mineralización se ha producido según dos direcciones preferentes, las cuales coinciden con dos zonas de fracturación con direcciones NW-SE y NE-SW sobre ignimbritas de colores claros. Los materiales originales eran riodacitas vesiculares de color oscuro, vidrios e ignimbritas débilmente coloreadas. Los procesos de alteración estuvieron favorecidos por la intensa brechificación que presentaban las rocas (Delgado, 1993). Son bentonitas de gran pureza (92 %), de composición motmorillonítica y una superficie específica de 615 m²/gr (Caballero et al., 2005). Tienen un aspecto jabonoso y los colores que presentan van desde el gris al rosa pasando por verde, blanco, etc. (fotografías 4.7 y 4.8).

En la tabla 4.7 se incluye una recopilación de fórmulas estructurales calculadas por diferentes autores para estas esmectitas.

Cationes Tetraédricos		Cationes Octaédricos				
Si	Al	Al	Fe	Mg	X	
7.71	0.29	2.73	0.52	0.86	0.83	1
7.77	0.22	2.78	0.33	1.03	0.81	2
8		2.68	0.56	0.89	0.11	3

Tabla 4.7. Fórmulas estructurales de las esmectitas del Cortijo de Archidona para O₂₀(OH)₄, Según diferentes autores: 1. Caballero et al.(1983)2. Linares et al. (1993). 3. Para este estudio.



4.8. Detalle de las esmectitas del Cortijo de Archidona. Junio de 2008. (Fotografía E. García-Romero).

MORRÓN DE MATEO

Se sitúa en la zona S del Cabo de Gata, en las proximidades de la localidad de Los Escullos, en la hoja Hoja 1060 del MAGNA E. 1:50.000 (Pozo de los Frailes) (fotografía 4.9) (Coordenadas: 36°48'24"N 2°04'25"W, altitud 30 m).



Fotografía 4.9. Vista general de la cantera de Morrón de Mateo. Obsérvese el contacto mecánico entre los materiales bentonitizados y la roca encajante (domo). Junio de 2008. (Fotografía E. García-Romero).

El yacimiento forma parte de un grupo de materiales volcano-sedimentarios pertenecientes a la caldera de Los Frailes que rellenan una parte importante de la depresión de Los Escullos. En la zona aparecen intercalados niveles carbonatados con abundante fauna marina. Se trata de bentonitas más heterogéneas que las anteriormente descritas (72 % e incluso menor de esmectita, y superficie específica 476 m²/g) ya que la alteración afectó a depósitos formados por una alternancia de materiales piroclásticos de naturaleza andesítica (fotografías 4.10 y 4.11 A) y epiclásticos de tipo *mass flow* (fotografías 4.10 y 4.11 B) de composición heterogénea. Estos materiales están afectados por la intrusión de un domo dacítico (Morrón de Mateo, 197 m de altura), el cual presenta fracturas recientes que modifican los contactos originales entre el domo y las tobas (fotografía 4.9).

En la figura 4.5 se muestra un esquema geológico y de situación del yacimiento según Fernández Soler (2002).

Pelayo et al. (2009 y 2011) encuentran diferencias notables entre las esmectitas de los distintos niveles que alternan en el yacimiento e interpretan que esas diferencias en la composición son debidas a las diferencias composicionales de la roca madre. Las tobas blancas contienen la mayor cantidad de filosilicatos (montmorillonita); el *mass flow*, por el contrario, contiene mayor cantidad de minerales heredados y los filosilicatos son beidellita y corrensita. Las esmectitas de la formación *mass flow* presentan un mayor contenido en Fe y Mg y mayor heterogeneidad química, como consecuencia de la naturaleza de la roca madre. Así mismo, interpretan que la presencia de corrensita en el área de Morrón de Mateo es posterior al proceso de bentonitización que afectó a las rocas piroclásticas. Se produjo como consecuencia de un proceso incipiente de alteración propilítica que transformó parte de la la esmectita en corrensita. Esta transformación, probablemente, fue favorecida por la intrusión del domo, el cual aportó soluciones hidrotermales ricas en Fe y Mg.

En la tabla 4.8 se incluye una recopilación de fórmulas estructurales calculadas por diferentes autores para estas esmectitas.

BENTONITAS DEL SURESTE DE LA PENÍNSULA IBÉRICA

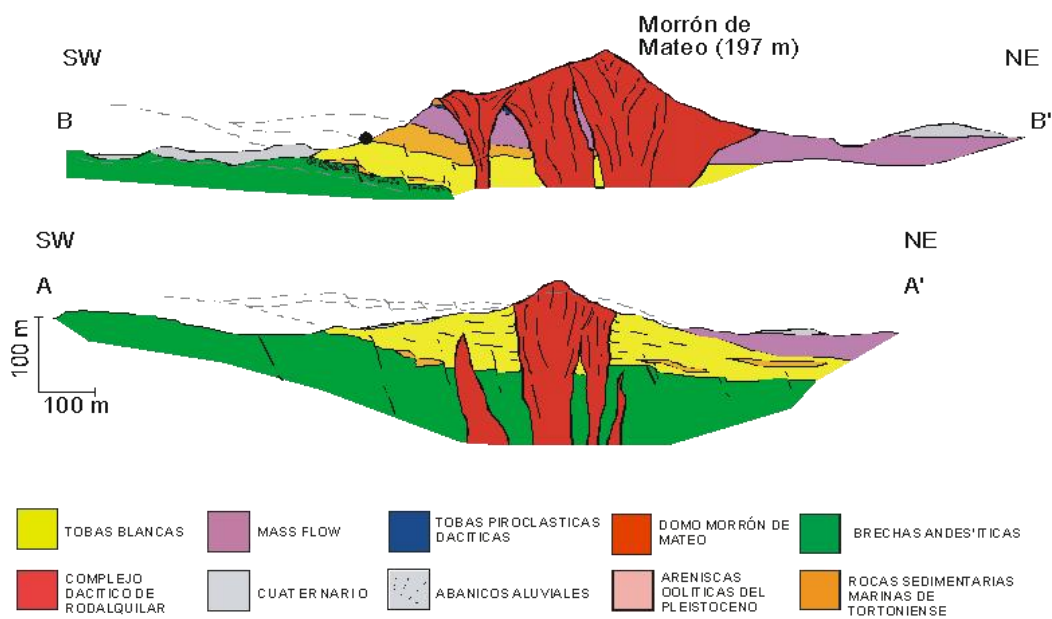
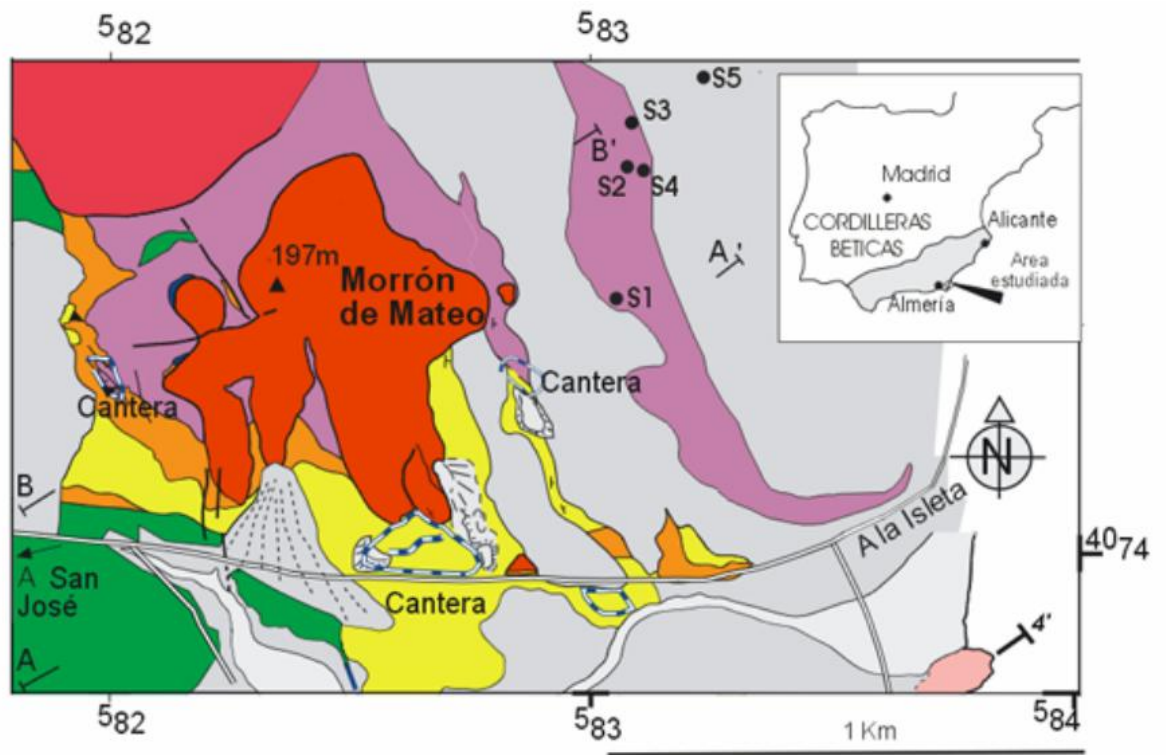
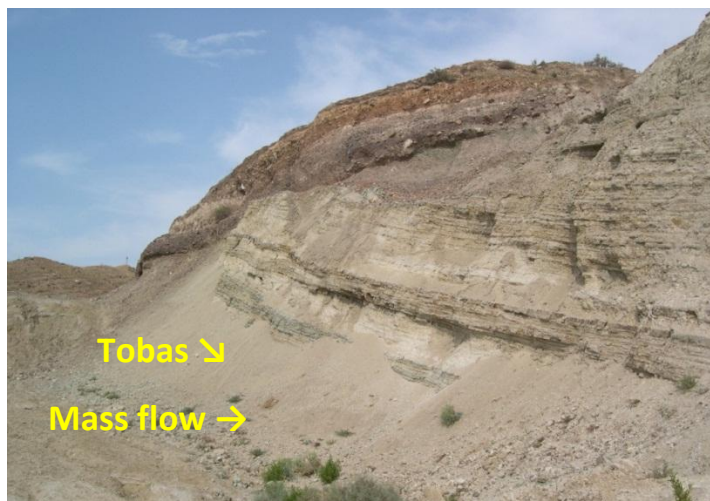
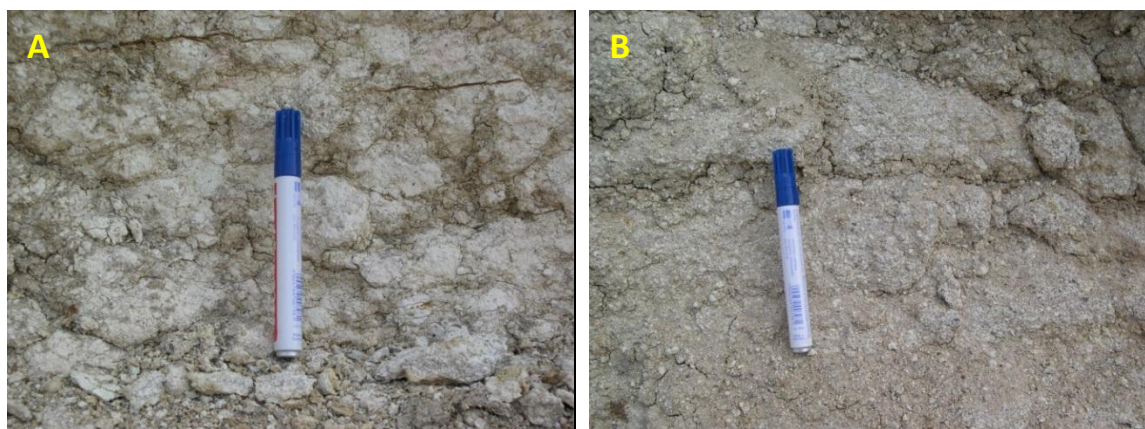


Figura 4.5. a) Mapa geológico del área de Morrón de Mateo (modificado de Fernández Soler, 2002; b) cortes geológicos A-A' y B-B' mostrando la relación de la intrusión del domo con la secuencia vulcano-sedimentaria (Fernández Soler, 2002)

BENTONITAS DEL SURESTE DE LA PENÍNSULA IBÉRICA



Fotografía 4.10. Detalle del frente de la Cantea de Morrón de Mateo donde se puede apreciar la alternancia de capas de materiales pirocásticos de color blanco (tobas) y epiclásticos de color verde (mass flow). Julio 2006. (Fotografía E. García-Romero).



Fotografía 4.11. Detalle frente de explotación cantera Morrón de Mateo. (A) Tobas alteradas a bentonita (B) Mass flow. (Fotografías E. García-Romero).

Cationes Tetraédricos		Cationes Octaédricos				
Si	Al	Al	Fe	Mg	X	
7.36	0.64	3.18	0.32	0.69	0.77	1
7.53	0.45	3.18	0.17	0.76	0.89	2
7.59	0.41	3.02	0.26	0.87	0.84	3
7.74	0.26	3.06	0.21	0.79	0.85	4

Tabla 4.8. Fórmulas estructurales de las esmectitas de Morrón de Mateo para $O_{20}(OH)_4$, Según diferentes autores: 1. Martín Vivaldi y Linares (1968), 2. Reyes (1977 y Reyes et al. 1978 a y b. 3. Linares et al. (1993). 4. Delgado, (1993) 5. Pelayo et al. (2009 y 2011) A corresponde a las esmectitas del mass flow (beidellita) y B a la esmectita de las tobas blancas (montmorillonita).

El yacimiento de Morrón de Mateo ha sido estudiado como análogo natural del efecto térmico y geoquímico que puede esperarse en la barrera de arcilla AGP de Residuos Radiactivos de Alta

Actividad ya que este yacimiento, por acción de la intrusión del domo, parece haber estado sometido a un incremento de temperatura y a variaciones importantes en el medio geoquímico después de su formación (Pérez del Villar et al. 2005, Pelayo et al. 2009, 2011).

4.3. ZEOLITAS

El yacimiento de zeolitas de Los Murcianos (Fotografía 4.12) es el único yacimiento español en explotación. Se sitúa próximo a la costa, a mitad de camino entre San José y El Cabo de Gata (Coordenadas: 36°46'39"N 2°04'13"W, altitud 64 m), siendo explotado por la empresa Minas Volcán S.A. La zeolita de este yacimiento corresponde a mordenita de elevada pureza y las muestras presentan una gran homogeneidad composicional. Los materiales extraídos se destinan por si solos o mezclados con otros minerales a multitud de usos: absorbentes, cargas industriales, filtración o al tratamiento de suelos. La empresa explotadora dispone de una concesión de explotación de la sección C que, de acuerdo con la vigente Ley de Minas, le permitirá explotar el recurso existente durante los próximos 60 años. Al encontrarse dentro del Parque Natural de Cabo de Gata la explotación debe acomodarse a las exigencias medioambientales que dicha nueva situación plantea, por lo que es temporera y de producción reducida.



Fotografía 4.12. Vista general del yacimiento de zeolitas de "Los Murcianos". (Fotografía E. García-Romero).

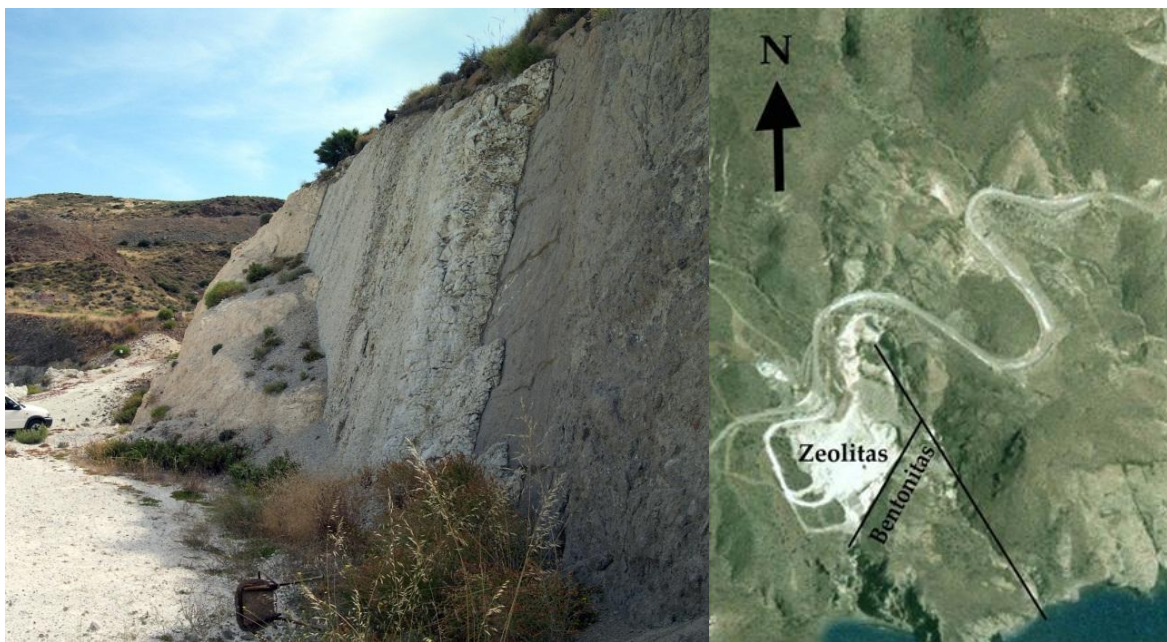
Según Regueiro et al. (2007), se han originado por un proceso de transformación hidrotermal sufrido por las rocas pirocásticas e ignimbríticas originales. Parece haberse producido en diversos episodios de circulación de fluidos. Proponen un modelo de transformación de los piroclastos a zeolita de la variedad mordenita en un entorno confinado, lo que facilitaría una temperatura más elevada, necesaria para la

BENTONITAS DEL SURESTE DE LA PENÍNSULA IBÉRICA

formación de zeolitas, que la que originaría bentonitas y su carácter de transformación isoquímica, posiblemente relacionado con el sellado de los piroclastos por lavas andesíticas posteriores a la erupción que los generó, mientras que la formación de esmectitas asociadas a las zeolitas se produjo en un proceso de hidrotermal posterior, más abierto, a través de las fracturas subverticales que limitan el yacimiento (fotografías 4.13, 4.14, 4.15 y figura 4.6).



Fotografía 4.13. Frente de explotación en el que se puede ver una de las fracturas que limitan el yacimiento. (Fotografía E. García-Romero).



Fotografía 4.14. Detalle de plano de falla en el yacimiento de "Los Murcianos". Pueden verse los escalones de falla. (Fotografía E. García-Romero).

Fotografía 4.15. Vista aérea de la cantera

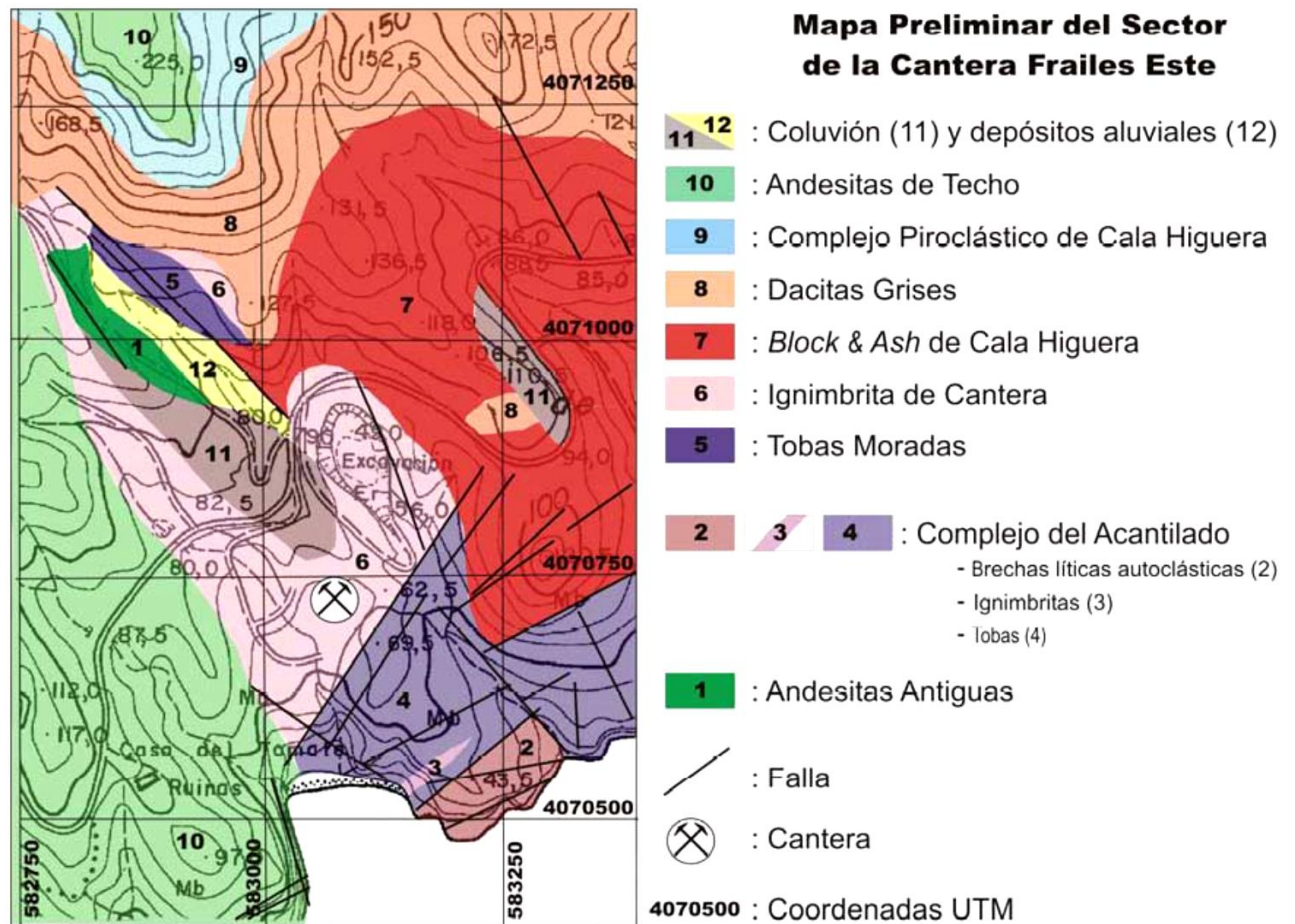
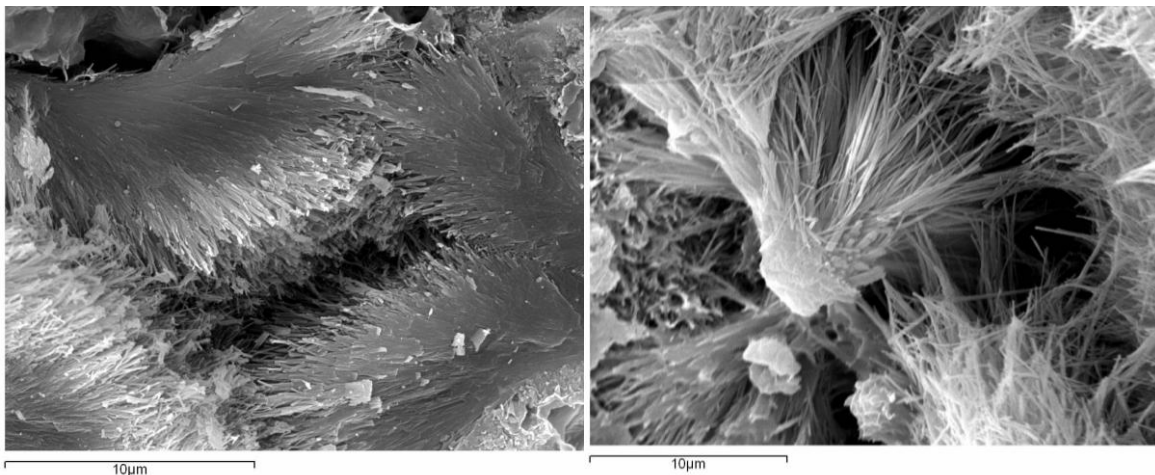
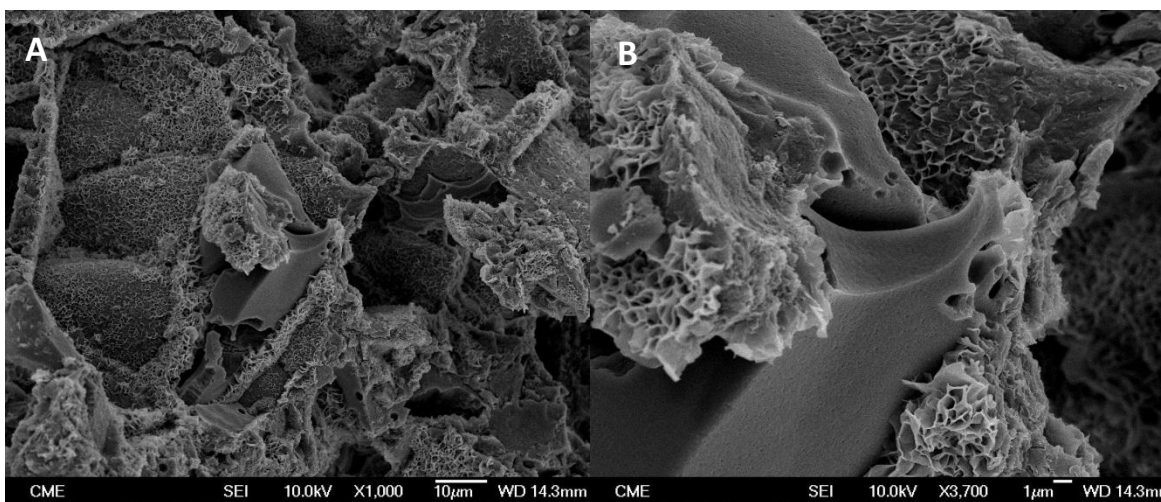


Figura 4.6. Esquema geológico del área de la cantera de Los Murcianos

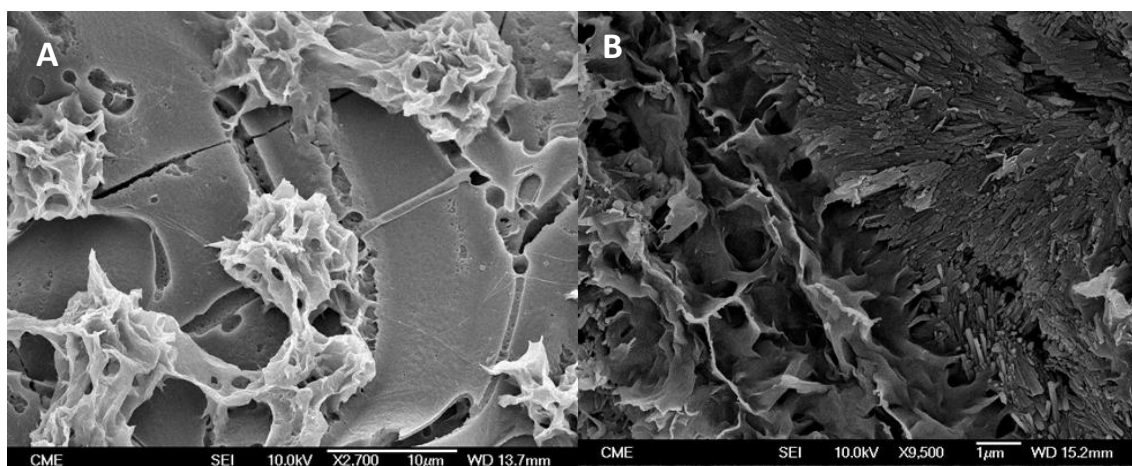
Según García-Romero et al. (2006) las zeolitas son mordenitas muy ricas en sílice, de elevada pureza y fórmula estructural $\text{Na}_{1.92} \text{K}_{0.52} \text{Ca}_{1.51} \text{Fe}_{0.17} \text{Mg}_{0.15} (\text{Al}_{7.43} \text{Si}_{40.92} \text{O}_{96}) 28 \text{H}_2\text{O}$ (fotografías 4.16 y 4.18 B). Las bentonitas (fotografías 4.17 y 4.18 A) son montmorillonitas, de fórmula $(\text{Si}_{7.97} \text{Al}_{0.03}) \text{O}_{20} (\text{Al}_{2.36} \text{Fe}^{3+}_{0.18} \text{Mg}_{1.47}) (\text{OH})_4 [\text{Na}_{0.21} \text{K}_{0.13} \text{Ca}_{0.13}]$ con cantidades variables de sílice amorfa.



Fotografías 4.16. Microscopía Electrónica de Barrido. Aspecto de la mordenita. (Fotografía E. García-Romero).



Fotografías 4.17. Microscopía Electrónica de Barrido. A: Ejemplo de esmectitas formándose por desvitrificación del vidrio volcánico. B: Detalle de la anterior. (Fotografía E. García-Romero).



Fotografía 4.18. Microscopía Electrónica de Barrido. A: Detalle de esmectitas creciendo sobre vidrio volcánico. B: Esmectitas y zeolitas creciendo juntas. (Fotografía E. García-Romero).

5. BIBLIOGRAFÍA

Araña, V. y Vegas, R. (1974) Plate tectonics and volcanism in the Gibraltar arc. *Tectonophysics*, 24, 197-212.

Arribas, A. (1992). Los yacimientos de oro del sureste peninsular. En: García Guinea, J. y Martínez Frías, J. (Coord.) *Recursos Minerales de España*, 876-890.

Arribas, A. (1993). Mapa geológico del distrito minero de Rodalquilar, Almería (escala 1:25.000). ITGE. Madrid.

Arribas, A. Jr.; Hernández, F.; Fernández, M.A., Gröbner, J. y Leal, G. (2005). Rodalquilar. El oro del Cabo de Gata. *Bocamina*. 15.

Benito, R.; García-Guinea, J.; Valle-Fuentes, F.J.; Recio, P. (1998). Mineralogy, geochemistry and uses of the mordenite-bentonite ash-tuff beds of Los Escullos, Almería, Spain. *Journal of Geochemical Exploration*, 62, 229-240.

Caballero, E. (1985). Quimismo del proceso de bentonización en la región volcánica de Cabo de Gata (Almería). Tesis Doctoral. Universidad de Granada. 198 pp.

Caballero, E.; Fernández Porto, M.J.; Lieres, J.; Huertas, F.; and Reyes, E. (1983). Las bentonitas de la Serrata de Níjar (ALMERÍA): Mineralogía, geoquímica y mineralogénesis. *Estudios Geológicos*, 39, 121-140.

Caballero, E.; Jimenez de Cisneros, C.; Huertas, F.J.; Huertas, F.; Pozzuoli, A. and Linares J. (2005). Bentonites from Cabo de Gata, Almería, Spain: a mineralogical and geochemical overview. *Clay Minerals*, 40, 463-480.

Caballero, E.; Reyes, E. ; Yusta, A.; Huertas, F.; y Linares. J. (1985). Las bentonitas de la zona del Cabo de Gata, Almería. *Geoquímica y mineralogía. Acta Geol. Hisp.* 20, 267-287.

Cuadros J., Delgado A., Cardenete A., Reyes, E and Linares J. (1994). Kaolinite/Montmorillonite resembles beidellite. *Clays & Clay Minerals* 42, 643-651.

Delgado, A. (1993). Estudio isotópico de los procesos diagenéticos e hidrotermales relacionados con la génesis de bentonitas (Cabo de Gata, Almería). Tesis Doctoral. Universidad de Granada.

Doblas, M. and Oyarzun, R. (1989). Neogene extensional collapse in the western Mediterranean (Betic-Rif Alpine orogenic belt): implications for the génesis of the Gibraltar Arc and magmatic activity. *Geology*, 17, 430-433.

Fernandez Soler, J. M. (1992). El volcanismo calco-alcálico de Cabo de Gata (Almería) Tesis Doctoral, Universidad de Granada. 243 pp.

García-Romero, E.; Suárez, M.; López-Acevedo, V.; Lozano, R.; Oyarzun, R.; López-García, J. A. y Regueiro, M. (2006). Caracterización mineralógica y textural del yacimiento de zeolitas de "Los Murcianos (Cabo de Gata, Almería). Resultados preliminares. Proceedings XX Reunión Científica de la Sociedad Española de Arcillas y Reunión de la Sociedad Española de Mineralogía. Oviedo.

García-Romero, E.; Suárez, M, E., Oyarzun, R. López-García, J.A. and Regueiro, M. (2006). Fault-hosted palygorskite from the Serrata de Níjar deformation zone (SE, Spain). *Clays and Clay Minerals*, 54, 3, 324-332.

Hernández Ortiz, F. (2000). Notas históricas sobre la actividad de la minería en la Sierra del Cabo de Gata (Almería). *Tierra y Tecnología*, 21. 58-64.

Hernández Ortíz, F. (2002). "El oro y las minas de Rodalquilar. Años 1509-1990". Junta de Andalucía, Consejería de Medio Ambiente. Madrid, Grafistaff S.L., 263 págs.

IGME.(1973). Mapa metalogenético de España, E. 1:200.000 Almería-Garrucha.

Leone, G.; Reyes, E.; Cortecchi, G.; Pochini, A. and Linares, J. (1983). Genesis of bentonites from Cabo de Gata, Almería, Spain: A stable isotope study. *Clay Minerals*, 18, 227-238.

Linares, J.; Huertas, F., Reyes, E.; Caballero, E. Barahona, E. Guardiola, J.L.; Yañez, J. Romero, E. and Delgado, A. (1993). Caracterización de bentonitas como material de sellado para almacenamiento de residuos radiactivos. ENRESA Thechnical publication 91/93. Madrid.

López Ruíz, J. Cebriá, J. M. y Doblas, M. (2002). Cenozoic volcanism I: The Iberian pensinsula. En: The Geology of Spain. (W Gibbons y T. Moteno, Eds.) Geol. Soc. (London), 417-438.

López Ruíz, J. Cebriá, J. M.; Doblas, M. y Benito. R. (2004). La región volcánica de Almeria-Murcia. En: Geología de España. Vera, J. A. (Ed Pral.) Sociedad Geológica de España, Instituto Geológico de España. 678-682.

López Ruiz, J. y Rodríguez-Badiola, E. (1980). La región volcánica neógena del sureste de España. *Estudios Geológicos*. 36, 5-63.

Martín Vivaldi, J.L. y Linares González, J. (1968a). Las bentonitas del Cabo de Gata: Las bentonitas del Cabo de Gata: I. Yacimientos de Los Trancos y Majada de Las Vacas. *Boletín Geológico y Minero*. T.LXXIX-V, 513-523.

Martín Vivaldi, J.L. y Linares González, J. (1968b). Las bentonitas del Cabo de Gata: Las bentonitas del Cabo de Gata: II. Yacimientos de Palma del Muerto. Boletín Geológico y Minero. T.LXXIX-VI, 605-611.

Oyarzun, R.; López García, J.A.; Lillo Ramos, F.J. y Ruiz-Labranderas, I. (2010). Geoguías GEMM. Series Distritos Mineros 1.

Oyarzun, R.; Márquez, A.; Ortega, L.; Lunar, R. and Oyarzun J. (1995). A late Miocene metallogenic province in southeast Spain: atypical Andean-type processes on a smaller scale. Trans. Instn. Min. Metall. (Sect. B: Appl. Earth. Sci), 104, 197-202.

Pelayo, M.; García-Romero, E.; Labajo, M.A. and Pérez del Villar, L. (2009). Naturaleza de las esmectitas del Yacimiento de Morrón de Mateo (Cabo de Gata, Almería) en relación con la roca madre y con los procesos posteriores a la bentonización: Implicaciones analógicas para la barrera de ingeniería de un almacenamiento de residuos radiactivos. Informes Técnicos CIEMAT. 1174. Agosto. 86 pp.

Pelayo, M.; García-Romero, E.; Labajo, M.A. and Pérez del Villar, L. (2011). Occurrence of Fe-Mg-rich smectites and corrensite in the Morrón de Mateo bentonite deposit (Cabo de Gata region, Spain): A natural analogue of the bentonite barrier in a radwaste repository. Applied Geochemistry. 26, 1135-1168.

Platt, J.P. and Vissers, R.L.M. (1989). Extensional collapse of thickened continental lithosphere: a working hypothesis for the Alborán Sea and Gibraltar Arc. Geology. 17, 540-543.

Pérez del Villar, L.; Delgado, A.; Reyes, E.; Pelayo, M.; Fernández-Soler, J.M.; Cózar, J.S.; Tsige, M.; and Quejido, A.J. (2005) Thermochemically induced transformation in Al-smectites: A Spanish natural analogue of the bentonite barrier behaviour in a radwaste disposal. Applied Geochemistry, 20, 2252-2282.

Regueiro, M.; García-Romero, E.; Suárez, M.; López-Acevedo, V. and López-García, J. A. (2007). Geología y geoquímica del yacimiento de zeolita "Los Murcianos" (Cabo de Gata, Almería). XII Congreso Internacional de Energía y Recursos Minerales. Oviedo, 7 a 11 de Octubre.

Reyes, E. (1977). Mineralogía y geoquímica de las bentonitas de la zona norte de Cabo de Gata (Almería). Tesis Doctoral. Universidad de Granada. España.

Reyes, E.; Caballero, E.; Huertas, F. y Linares, J. (1987). A: Bentonite deposits from Cabo de Gata Región, Almería, SE. Spain. Guidebook for excursions. The Sixth Meeting of the European Clay Groups, 7-10 Septiembre. Sevilla. Spain.

Reyes, E.; Huertas, F. y Linares, J. (1979). Mineralogía y geoquímica de las bentonitas de la zona norte de Cabo de Gata (Almería). IV. Área de Pozo Usero. Estudios Geológicos, 35, 355-362.

Reyes, E.; Huertas, F. y Linares, J. (1978a). Bentonitas de Andalucía (España): yacimientos hidrotermales del norte de Rodalquilar (Almería). En: Proceeding of the First International Congress on Bentonites 1978. Vol. 1, Sassari-Cagliari (Italy), Gallizzi, Sassari. 149-173.

Reyes, E.; Huertas, F. y Linares, J. (1978b). Génesis y geoquímica de esmectitas de Andalucía, España. En: Proceeding of the First International Congress on Bentonites 1978. Vol. 1., Sassari-Cagliari (Italy), Gallizzi, Sassari. 125-147.

Reyes, E.; Huertas, F. y Linares, J. (1979). Mineralogía y geoquímica de las bentonitas de la zona norte de Cabo de Gata (Almería). V. Área de Los Trancos. Estudios Geológicos, 35, 363-370.

Rytuba, J.J.; Arribas, A. Jr. Cunningham, C. G.; Podwysocki, M.H.; McKee, E. H.; Arribas, A. (1988). Rodalquilar deposits, Spain, First example of caldera-related epithermal gold mineralization in Europe: Part I, Caldera evolution. Geological Society of America Bulletin, Abstracts with Program. 20: A351.

6. RECORRIDOS

VISITA A EXPLOTACIONES DE BENTONITA

Se visitaran las canteras de bentonita más importantes:

- Morrón de Mateo
- Cortijo de Archidona
- Los Trancos



Canteras a visitar

RECORRIDO GEOLÓGICO

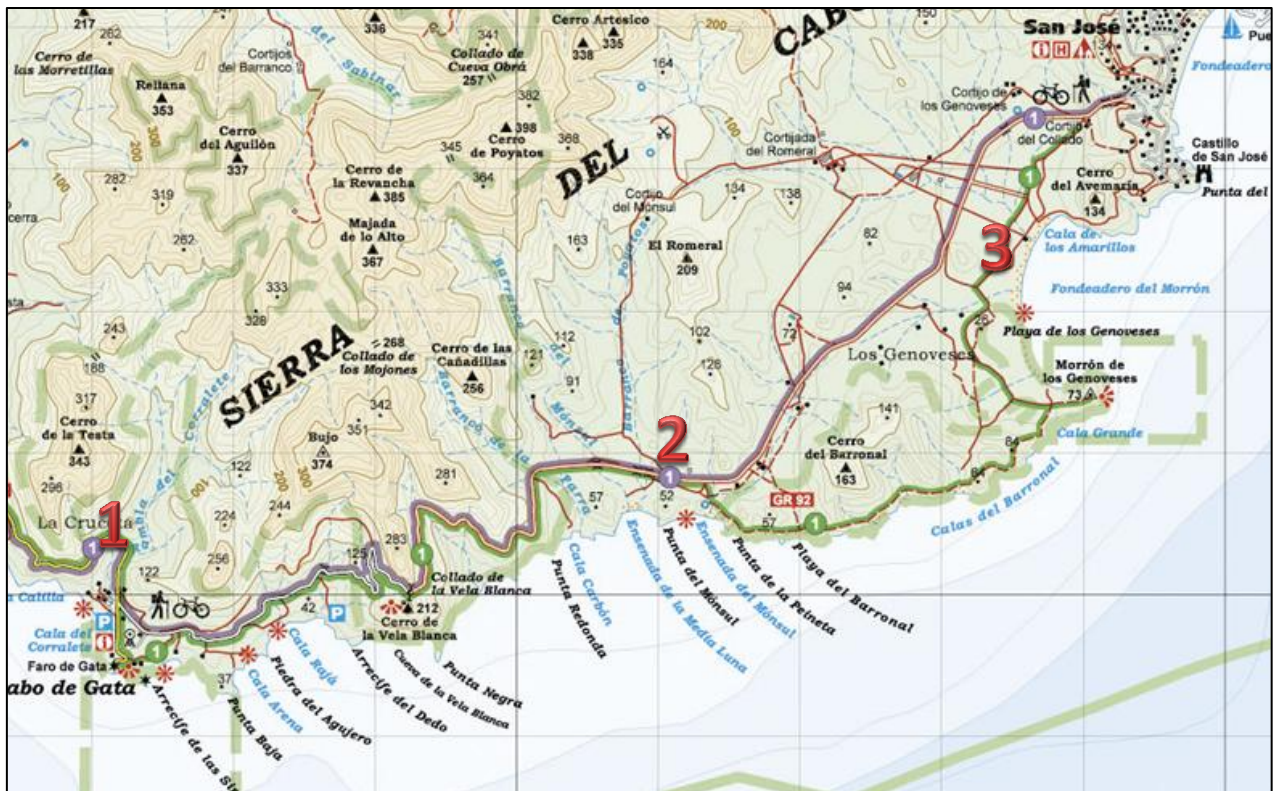
Se hará un reconocimiento geológico de la zona. Se visitarán las diferentes unidades (coladas, depósitos de caída, materiales epiclásticos), así como las históricas explotaciones de oro de Rodalquilar. Los puntos a visitar son

1: Cabo de Gata: Se reconocerán las formaciones volcánicas del “Cerro de la Vela Blanca”, así como las salinas. En la zona hay tanto coladas (andesitas anfibólicas) con disyunción columnar como materiaes piroclasticos.

2 y 3: Payas de Monsul, Genoveses y Cala Higuera donde hay buenos ejemplos de ignimbritas, brechas líticas autoclásticas, hialoclastitas, etc...

4: Los Escullos En esta zona hay excelentes ejemplos de dunas fósiles.

5: Yacimientos epitermales de oro de Rodalquilar.



Situación de las paradas



Situación de las paradas (cont.)



Situación de las paradas (cont.)

ESQUEMA DEL TIEMPO GEOLÓGICO

EÓN ERA SISTEMA	SERIE	PISO (Actual)	FACIES/LLOCAL	M.a.	P.O. FASES TECNÓLOGICAS	EÓN ERA SISTEMA	SERIE	PISO	FACIES/LLOCAL	M.a.	P.O. FASES TECNÓLOGICAS											
FANERÓZOICO	PERMIANO	OSURALIENSE	SAALICA	300	TARDIHERCÍNICO	ARCAICO	INFERIOR	BETURIENSE	1600	GRENWILLIENSE	PROTEROZOICOS*	PANAFRICANO										
			SAKAPARIENSE	280	SAALICA			1000	ELSONICA	800			ELSONICA	1000								
	TRIÁSICO	GUADALUPIENSE	ASSELIENSE	250	PALEOKIMÉRICA 1	PROTEROZOICO	MEDIO	VARANGIENSE	690	ALCIDIENSE INF.	690	ALCIDIENSE SUP. 1	PANAFRICANO									
			WUCHAPINGIENSE	245	PALEOKIMÉRICA 1			690	ALCIDIENSE SUP. 2	570	ALCIDIENSE SUP. 2	570										
	JURÁSICO	SUPERIOR	RETIENSE	205	PALEOKIMÉRICA 2	FANERÓZOICO	SUP.	EDIACARIENSE	530	COROURIENSE (p)	530	COROURIENSE (p)	CALEDOÑICO									
			HETTANGIENSE	201	PALEOKIMÉRICA 2			530	FUSIENSE (p)	540	FUSIENSE (p)	540										
		Medio	DOGGER	180	KIMÉRICO			PROTEROZOICO	MEDIO	TREMADOC	485	TREMADOC		485	TREMADOC	CALEDOÑICO						
			BAJOIENSE	176	KIMÉRICO					485	FRANCONIENSE	435		FRANCONIENSE	435							
		Inferior	LIAS	141	NEOKIMÉRICA			PROTEROZOICO	INFERIOR	ASHGILL	445	ASHGILL		445	ASHGILL	CALEDOÑICO						
			TOAROIENSE	167	NEOKIMÉRICA					445	DOBROTTVIENSE	455		DOBROTTVIENSE	455							
CRETÁCICO		SUPERIOR	MAASTRICHTIENSE	65	PALEOLARÁMICA			FANERÓZOICO	PALEOZOICO	PALEOZOICO	WENLOCK	425		WENLOCK	425	WENLOCK	NEOCALEDÓNICO					
			ALBIENSE	96	AUSTRICA 1 a, f						425	WENLOCK		425	WENLOCK	425						
		Medio	BARREMIENSE	114	AUSTRICA 1 a, f						PALEOZOICO	PALEOZOICO		PALEOZOICO	PRIDOLI	410		PRIDOLI	410	PRIDOLI	NEOCALEDÓNICO	
			HAUTERVIENSE	116	AUSTRICA 1 a, f										410	PRIDOLI		410	PRIDOLI	410		
	Inferior	VALANGIENSE	88	PALEOLARÁMICA	PALEOZOICO	PALEOZOICO	PALEOZOICO				LUDLOW	375	LUDLOW	375	LUDLOW	NEOCALEDÓNICO						
		CONIACIENSE	87	PALEOLARÁMICA							375	LUDLOW	375	LUDLOW	375							
	PALEÓGENO	EOCENO	YPRÉSIENSE	46	Prepirenaica	FANERÓZOICO	PALEOZOICO				PALEOZOICO	EMBIENSE	385	EMBIENSE	385	EMBIENSE		NEOCALEDÓNICO				
			NEUSIENSE	53	Neolarámic							385	EMBIENSE	385	EMBIENSE	385						
		Oligoceno	THANETIENSE	59	Neolarámic							PALEOZOICO	PALEOZOICO	PALEOZOICO	FRANSIENSE	360			FRANSIENSE	360	FRANSIENSE	NEOCALEDÓNICO
			CHATTIENSE	23.5	Neolarámic										360	FRANSIENSE			360	FRANSIENSE	360	
Mioceno		LANGIENSE	16	Neolarámic	PALEOZOICO			PALEOZOICO	PALEOZOICO	ASBENSE		325	ASBENSE	325	ASBENSE	NEOCALEDÓNICO						
		SERRAVALIENSE	11	Neolarámic						325		ASBENSE	325	ASBENSE	325							
Plioceno		MESSINIENSE	5.3	Neolarámic	PALEOZOICO			PALEOZOICO	PALEOZOICO	BAKRIENSE		315	BAKRIENSE	315	BAKRIENSE	NEOCALEDÓNICO						
		ZANGLAYENSE	3.4	Neolarámic						315		BAKRIENSE	315	BAKRIENSE	315							
Pleistoceno		PLACENSIENSE	1.8	Neolarámic	PALEOZOICO			PALEOZOICO	PALEOZOICO	KASIMOVENSE		305	KASIMOVENSE	305	KASIMOVENSE	NEOCALEDÓNICO						
		CALABRIENSE	0.01	Neolarámic						305		KASIMOVENSE	305	KASIMOVENSE	305							

No dejes de visitar el MUSEO GEOMINERO
 C/ Ríos Rosas, 23, 28003 Madrid
 Tfno. 91 349 57 59
 e/m.gominero@igme.es
 http://www.igme.es

LEYENDA
EÓN SISTEMA
ERA SISTEMA
SERIE
SUBSERIE
PISO FACIES
PISO COMINERAL (en azul)
UNIDAD LITOLÓGICA (en verde)
PISO PROQUÉSTO (p)
 485 M.a.-476 Millones de Años
 P.O.= PERIODOS OROGÉNICOS
 FASES TECNÓLOGICAS

Realizada por Agustín Pedro Pibern Pidal
 Instituto de Geología Económica, CSIC, Madrid
 Dpto. de Estratigrafía, Universidad Complutense
 en 1.994, revisada y actualizada en 1.995
 SINPLICADA Y ACTUALIZADA PARA LA
 LECTURA DE MAPAS Y TRABAJOS DE GEOLOGÍA
 EN LA PENÍNSULA IBÉRICA Y BALEARES