



Inventario de Georrecursos de la Reserva de la Biosfera Cabo de Gata-Níjar (Almería)

Julio 2012



GOBIERNO DE ESPAÑA

MINISTERIO DE AGRICULTURA, ALIMENTACIÓN Y MEDIO AMBIENTE



JUNTA DE ANDALUCÍA
CONSEJERÍA DE AGRICULTURA, PESCA Y MEDIO AMBIENTE



Organización de las Naciones Unidas para la Educación, la Ciencia y la Cultura



Red de Reservas de Biosfera Españolas

El presente estudio ha sido redactado por NUBIA CONSULTORES S.L.L. para la Agencia de Medio Ambiente y Agua, y la Reserva de la Biosfera Cabo de Gata - Níjar. En la redacción del mismo han intervenido los siguientes técnicos:

Dirección y Coordinación:

Miguel Villalobos Megía. Geólogo

Equipo Redactor:

Miguel Villalobos Megía. Geólogo

Ana Belén Pérez Muñoz. Geóloga

Supervisor científico:

Juan Carlos Braga Alarcón. Catedrático. Universidad de Granada

JULIO 2012

ÍNDICE

Antecedentes y objetivos del trabajo	1
Los abanicos aluviales de La Isleta – Los Escullos (046)	2
La albufera de Cabo de Gata (042)	4
La albufera de Rambla Morales (039)	7
Las andesitas de Cerro Negro (094)	9
Andesitas del Cerro de la Viuda (086)	11
Arrecife de la Sirena (049)	13
Arrecife de Mesa Roldán (104)	16
Arrecife del Dedo (052)	19
Bentonitas del Morrón de Mateo (590)	22
Enclave de Cala Carnaje (090)	24
Los sedimentos marinos de Cañada Méndez (I y II) (096-097)	26
Carbonatos del Ricardillo (092)	29
Dacitas de la Punta del Santo (109)	31
Las disyunciones columnares de Punta Baja (050)	33
El domo volcánico del Cerro de Vela Blanca (051)	35
Las dunas oolíticas fósiles de los Escullos (082)	38
Falla de Carboneras en el Caballón (089)	40
Rellana de Majada Redonda (596)	43
Megartesas del Río Alias (095)	45
Las minas de oro de Rodalquilar (071)	49
Morrón de los Genoveses (059)	55
Paleoacantilados de las Covaticas (098)	58
La plataforma arrecifal del Cerro de la Molata de Las Negras (087)	60
La playa de bolos de Las Negras (592)	62
Litoral de Monsul y el Barronal (054)	65
Playas fósiles de Rambla Amoladeras (036)	70
El Playazo de Rodalquilar (589)	73
Sedimentos pliocenos de la playa de los Muertos (105)	77
El sistema dunar de la desembocadura de Rambla Morales (dunas del Pocico – Las Huertas) (037)	81
El volcán de los Frailes (070)	83
Los abanicos aluviales de San Miguel de Cabo de Gata (046)	85

ANTECEDENTES Y OBJETIVOS DEL TRABAJO

La Junta de Andalucía lleva más de dos décadas desarrollando trabajos técnicos en torno a la identificación, caracterización, valoración, conservación y utilización sostenible del patrimonio geológico y la geodiversidad andaluza. En el año 2004 realizó y publicó el primer Inventario Andaluz de Georrecursos, que sería revisado, ampliado y reeditado en el año 2011. El 5 de octubre de 2010, tras varios años de trabajo, el Consejo de Gobierno aprobó y publicó la Estrategia Andaluza de Gestión Integrada de la Geodiversidad, primer referente en su naturaleza en el Estado Español.

En paralelo con estas líneas de actuación el Parque Natural Cabo de Gata – Níjar fue declarado Reserva de la Biosfera en el año 2000 y Geoparque en el año 2001, siendo el primer espacio natural protegido andaluz y el segundo español en incorporarse a la Red Europea de Geoparques.

La Reserva de la Biosfera Cabo de Gata – Níjar ofrece entre sus destacados valores naturales un alto interés geológico, científico y didáctico, consecuencia de la singularidad litológica del sustrato volcánico de la mayor parte de su territorio y de los avatares de su propia historia, geológica, especialmente a lo largo de los últimos 15 millones de años (Mioceno y Cuaternario). Este interés se traduce en una importante geodiversidad, un rico patrimonio geológico y una considerable cantidad de georrecursos culturales, incorporados como activos a la estrategia de desarrollo sostenible de la Reserva.

El Inventario Andaluz de Georrecursos Culturales de Andalucía 2011, identifica y cataloga la existencia de 31 georrecursos en el ámbito territorial de la Reserva. El propio inventario referenciado describe las características técnicas de cada uno de ellos aportando una importante información, esencialmente de carácter científico y técnico, sobre cada uno de ellos. Hasta el momento, sin embargo, no existe una publicación que en un tono más pedagógico y divulgativo traslade a los usuarios de la Reserva la importancia y el interés que dichos Georrecursos. Por su parte, el Inventario Andaluz de Georrecursos identifica 31 elementos de importancia regional en el ámbito territorial del parque, algunos de ellos se corresponden con las geoformas más representativas, reconocidas y visitadas, como los domos volcánicos de Los Frailes, la caldera de Rodalquilar o los arrecifes fósiles de Mesa Roldán, por citar sólo algunos de los ejemplos más emblemáticos.

Desde una perspectiva técnica y científica, la caracterización, descripción y valoración de los georrecursos inventariados queda sintetizada dentro del Inventario publicado en una extensa ficha de información para cada elemento. Por otra parte algunos de estos elementos han sido también objeto de señalización interpretativa en campo, en este caso en un tono más didáctico y divulgativo, dirigido al visitante ocasional. Equipamientos de mayor calado, como el Centro Geoturístico de las Casa de los Volcanes y un ya significativo número de guías y publicaciones refuerzan la oferta geoturística del parque.

El objetivo del trabajo que se plantea en este caso es generar un espacio de información en la Ventana del Visitante de los Espacios Naturales de la Web de la Consejería de Medio Ambiente que proporcione, en un lenguaje ameno y divulgativo adecuado a visitantes no especializados, información sobre los georrecursos del Parque Natural Cabo de Gata – Níjar, y muy especialmente, de su significado en el contexto del paisaje en el que se inscriben, su origen, historia, evolución, etc. tratando con ellos de hacerlos atractivos en el contexto de la planificación de la visita del usuario al parque.

LOS ABANICOS ALUVIALES DE LA ISLETA – LOS ESCULLOS (046)

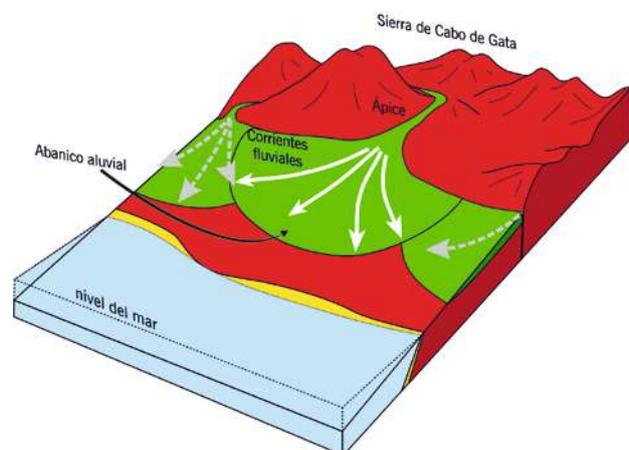
El paisaje de la Reserva de la Biosfera Cabo de Gata-Níjar suele ofrecerse abrupto, con fuertes pendientes, que contrastan, sin embargo, con la suave morfología de las depresiones litorales, denominadas localmente “rellanas”. Estas depresiones litorales, que actualmente son formas intermedias de relieve, entre las sierras y el mar, suelen estar tapizadas por una delgada capa de sedimentos aluviales que aportan una información muy interesante sobre el conjunto de fenómenos geológicos, y ambientales en general, acontecidos en esta región durante el Cuaternario, los últimos 2,6 millones de años.

Una de estas rellanas litorales es la de La Isleta del Moro – Los Escullos. Sobre el sustrato volcánico característico de este tramo costero se labra un modelado de suave pendiente que contrasta fuertemente con el abrupto relieve de la sierra a la que se adosa. Las rellanas están disectadas por cauces, en este caso ramblas, casi siempre secas, pero que tras lluvias de máxima intensidad evacuan una importante cantidad de agua y sedimento. En periodos de riada o avenida, el brusco cambio de pendiente que se produce en los cauces cuando abandonan el relieve de sierra y entran en la rellana hace que la riada pierda súbitamente parte de su energía y, con ello, de su capacidad de transporte, provocando la acumulación o el depósito de los sedimentos que transporta (cantos, bloques, arenas, arcillas, etc.) hacia abajo. Se forma así un abanico aluvial, cuyo nombre alude a su característica morfología en planta (a vista de pájaro), similar a la de un abanico de mano.



Figura 1. Imagen aérea de los abanicos.

RECONSTRUCCIÓN IDEALIZADA DE LOS ABANICOS ALUVIALES COALESCENTES



El término abanico aluvial (en inglés, *alluvial fan*) proviene de la nomenclatura geomorfológica en lengua inglesa, y es sinónimo de cono de deyección (en francés, *cône de déjection*), que proviene de la nomenclatura geomorfológica en lengua francesa.

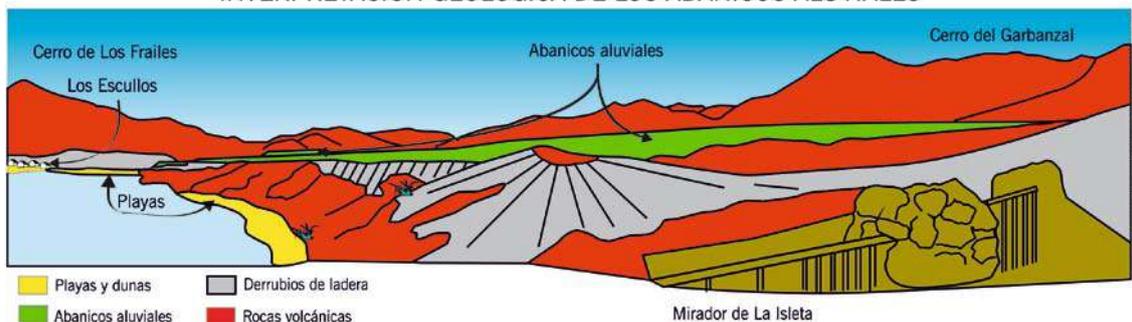
Figura 2. Esquema teórico de los abanicos

En la rellana de la Isleta – Los Escullos se pueden observar distintos niveles de sedimentos procedentes de distintas generaciones de abanicos aluviales, unos encajados con otros, con superficies muy planas y ligeramente inclinadas hacia el mar. Representan distintas fases de formación de abanicos a lo largo del Cuaternario, debidas a cambios en las condiciones climáticas, tectónicas y eustáticas (oscilaciones del nivel del mar a lo largo del tiempo), por lo que su estudio es fundamental para comprender los cambios climáticos y ambientales acaecidos en la cuenca mediterránea los últimos 2,6 millones de años.

PANORÁMICA DE LOS ABANICOS ALUVIALES DESDE EL MIRADOR DE LA ISLETA



INTERPRETACIÓN GEOLÓGICA DE LOS ABANICOS ALUVIALES



Interpretación modificada de J. L. Gw. C. Zazo, C. Dabrio, J. Benito

Figura 3. Panorámica e interpretación geológica de los abanicos aluviales de la Isleta del Moro – Los Escullos.

LA ALBUFERA DE CABO DE GATA (042)

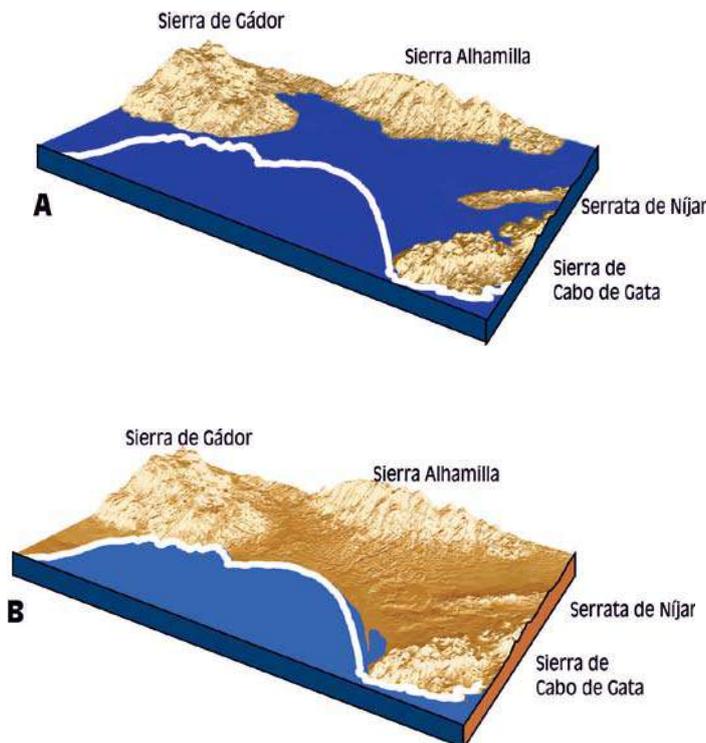
Los procesos y formas relacionados con la dinámica geológica acontecida durante el Cuaternario, los últimos 2,6 millones de años, e incluso durante el cuaternario más reciente, los últimos 10.000 años, están magníficamente representados en el litoral de Cabo de Gata. Su estudio y evolución ayudan a la comunidad científica a reconstruir la historia reciente de la cuenca mediterránea.

Una de las formas asociadas a estos procesos en la Reserva de la Biosfera es la albufera de Cabo de Gata, una de las pocas albuferas naturales que aún se conservan en el litoral mediterráneo español, aprovechada desde tiempos inmemoriales como salina marítima.



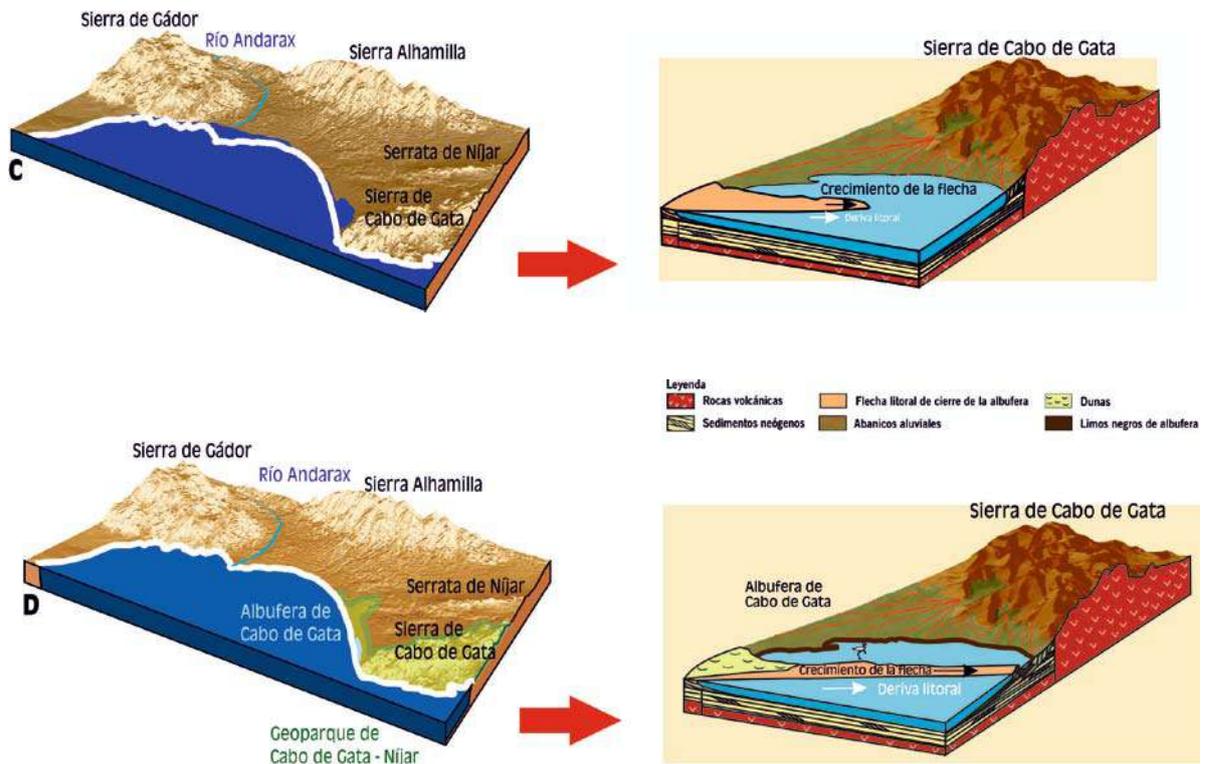
Figura 1. Imagen aérea de la laguna desconectada del mar por la flecha litoral.

Las salinas de Cabo de Gata constituyen, de hecho, un excepcional ejemplo de sistema natural de albufera o “laguna trasplaya”, habilitada por el hombre como salina litoral mediterránea para la producción industrial de sal. Estos sistemas naturales se forman a favor de un área deprimida por detrás de la línea de costa, donde se acumula agua dulce continental. La masa de agua permanece parcialmente aislada del mar por la propia flecha o cordón litoral, cuyo progresivo crecimiento propicia el cierre. El cordón litoral se forma por la acumulación de arena propiciada por la deriva litoral (transporte lateral) y el arrastre playa arriba producidos por las olas del mar.



En el caso de la de Cabo de Gata el cierre definitivo se ha producido muy recientemente, probablemente hace unos 3000 años. Originalmente la cubeta o vaso endorréico de la albufera presentaba una extensión mucho mayor que la actual, extendiéndose hacia el oeste entre Pujaire y San Miguel de Cabo de Gata, por la zona de Las Huertas.

Figura 2. Evolución geográfica de la Bahía de Almería y la albufera de Cabo de Gata.



La albufera de Cabo de Gata ha sido utilizada como explotación salinera probablemente desde época fenicia. El dispositivo utilizado en la actualidad consiste en la introducción de agua de mar a través de un canal, conocido como el Canal de Lancón, hasta un estanque o evaporador principal, desde donde el agua circula de manera controlada a través de un sistema de estanques calentadores y concentradores hasta el área de cristalización. De esta manera la concentración de sal es controlada y regulada en todo momento desde la entrada de agua marina hasta la precipitación de la sal común.

PROCESO SALINERO



Figura 3. Esquema del proceso salinero. En la imagen aérea se identifican las áreas de las salinas referidas en el esquema.

Las salinas de Cabo de Gata constituyen un humedal de excepcional valor ecológico, reconocido como tal mediante su catalogación e inclusión como uno de los ocho humedales que Andalucía aporta a la red de Humedales de Importancia Internacional que gestiona el Convenio RAMSAR. Las diferentes características físico-químicas de las aguas almacenadas en los distintos estanques propician una diversidad de ambientes

ecológicos que facilita la vida a más de 80 especies de aves: flamencos, garzas y garcetas, cigüeñuelas, avocetas, correlimos, archibebes, gaviotas y charranes, etc.



Figura 4. Imagen del humedal.

Las salinas de Cabo de Gata están acondicionadas para su uso público a través de un itinerario peatonal periférico a las mismas dotado de diversas infraestructuras para la observación de las aves e interpretación de los rasgos geológicos y ecológicos del humedal.

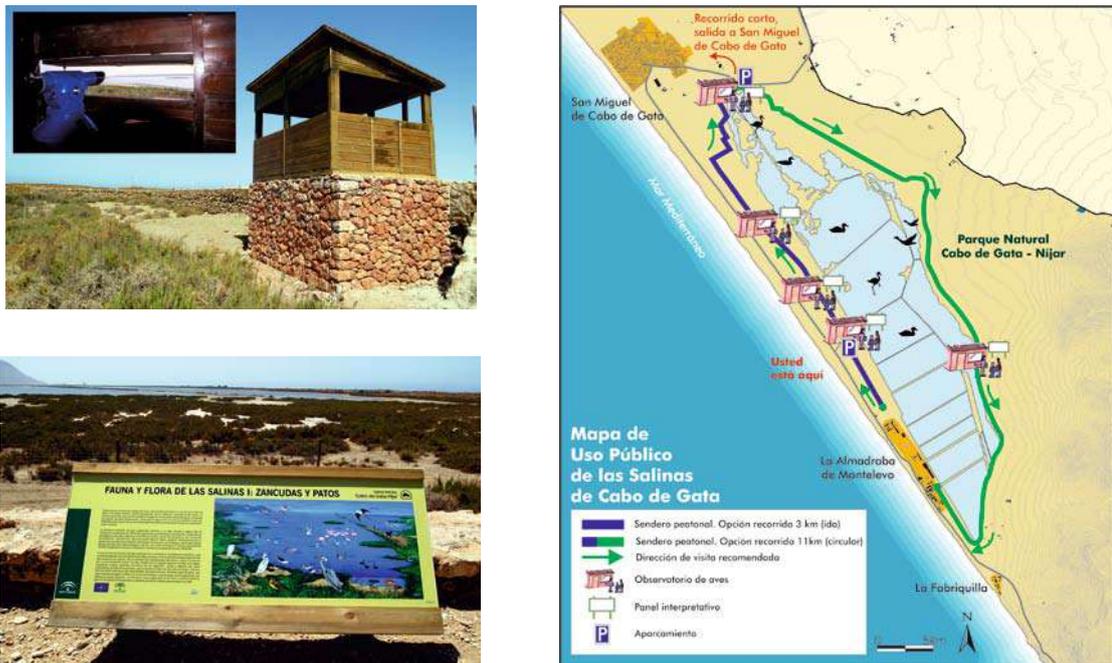


Figura 5. Mapa de uso público de la laguna y equipamientos asociados.

LA ALBUFERA DE RAMBLA MORALES (039)

En la desembocadura de la rambla de Morales puede disfrutarse de la presencia de una laguna de carácter casi permanente de agua dulce a salobre que rompe la marcada estética árida de la fachada litoral de la llanura litoral de Cabo de Gata, a la vez que configura un pequeño humedal de extraordinario valor ecológico para las poblaciones de aves acuáticas que habitan o lo usan como lugar de reposo en sus tránsitos migratorios. Este humedal, que en condiciones normales suele presentar una superficie de unas 10 a 11 hectáreas, se conoce como la Albufera de Rambla Morales, la Laguna de Rambla Morales o, más localmente, como el Charco de Rambla Morales. Su importancia ecológica es muy significativa, ya que además de dar refugio a multitud de aves acuáticas, es lugar de reproducción y nidificación de la focha común, la gallineta común, la malvasía cabeciblanca y el tarro blanco, entre otras especies de gran interés.

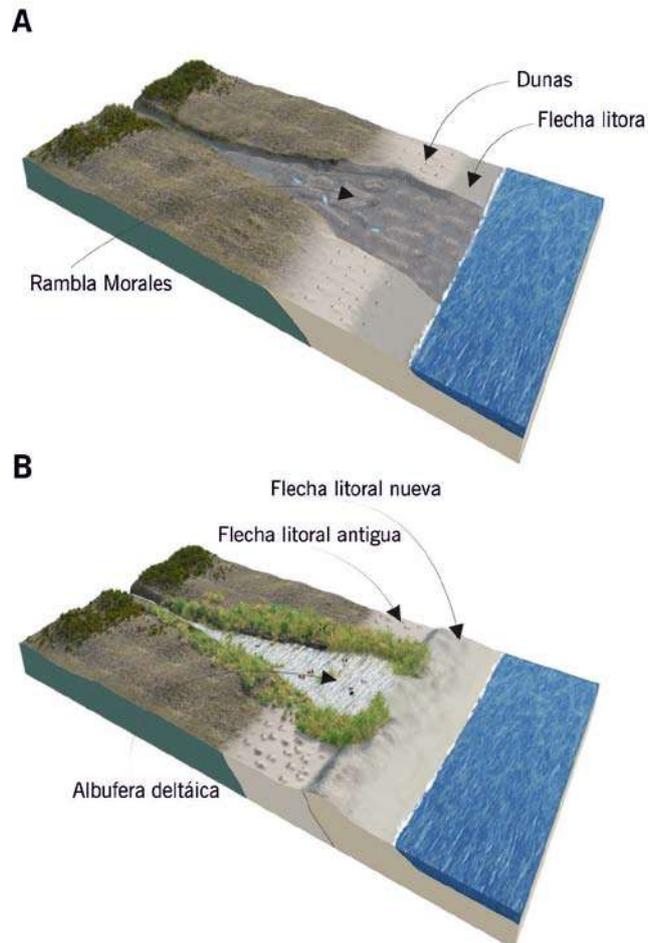


Figura 1. Imagen aérea de la laguna.

El origen de este humedal, y su carácter intermitente, tienen que ver con la interacción de dos de los procesos dominantes en la actual dinámica geológica del parque: los fluviales y los litorales.

Una de las características ambientales que más influye en la singularidad paisajística, ecológica y cultural del parque es sin duda su aridez. La escasez de precipitaciones, cuya media anual no supera los 250 mm/año, y el régimen marcadamente irregular de las precipitaciones, determinan que la red de drenaje esté formada por un sistema de aparatos fluviales de tipo rambla. Las ramblas se caracterizan básicamente por permanecer secas en superficie prácticamente todo el año (**Esquema A**). Sin embargo, tras episodios torrenciales de lluvia, concentran y evacúan una gran cantidad de agua y sedimento al mar. Entre cada dos episodios torrenciales el escaso caudal de agua que circula por el cauce lo hace de modo subterráneo a través de sus propios depósitos aluviales. Este régimen intermitente de escorrentía superficial condiciona intensamente el paisaje y los procesos ecológicos que soporta.

Por otro lado, la fachada de la llanura litoral de la Bahía de Almería, muy abierta y expuesta, es un ámbito extraordinariamente dinámico desde el punto de



vista geológico. La red fluvial proporciona gran cantidad de sedimentos a la cuenca marina, procedentes de la erosión de los relieves emergidos circundantes. Estos sedimentos son rápidamente redistribuidos a lo largo de la costa mediante la acción de las mareas y el oleaje, en un proceso que se denomina “deriva litoral”, alimentando y regenerando continuamente playas y cordones arenosos litorales.

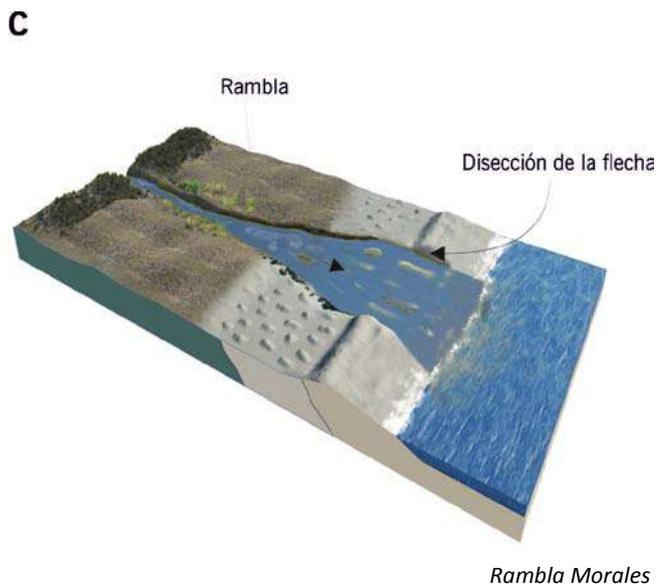


Figura 2. Esquema de formación de la laguna de

En régimen normal, es decir, en ausencia de precipitaciones de importancia, la deriva litoral trabaja continuamente recreciendo o manteniendo los depósitos arenosos del cordón litoral, llegando a cerrar la propia desembocadura de las ramblas, en este caso la de rambla Morales. El agua que circula de manera subterránea por el propio aluvial de la rambla tiende, en esta fase de poca energía, a acumularse tras el cordón arenoso litoral, generando una pequeña laguna. Esta laguna está conectada hidráulicamente con el agua marina a través de los propios depósitos arenosos del cordón litoral, de ahí el carácter salobre, aunque ambas masas de agua mantienen un equilibrio estable. En esta situación, tanto la vegetación como la fauna acuática colonizan el humedal y contribuyen a su estabilización ecológica (**Esquema B**).

Tras un episodio lluvia de carácter torrencial se pasa a una situación de alta energía en la que el agua y sedimento evacuado por el cauce rompe el cordón arenoso litoral, facilitando también la descarga al mar del agua acumulada en el humedal, proceso que en este tipo de medios semiáridos se conoce como “riada” (**Esquema C**).

Tras el episodio de lluvia torrencial, el medio vuelve a una situación de baja energía, el cauce se secará nuevamente en superficie y lentamente la deriva litoral comenzará a reconstruir el cordón arenoso, que definitivamente volverá a cerrar de nuevo la desembocadura de la rambla. Los nuevos aportes subterráneos del cauce comenzarán a inundar el vaso desaguado y a restablecer la lámina de agua del humedal. El nuevo humedal quedará así estabilizado hasta la llegada de un nuevo episodio de lluvia torrencial, volviéndose a repetir el ciclo natural descrito.

LAS ANDESITAS DE CERRO NEGRO (094)

Cuenta la leyenda que los pescadores del viejo poblado de la Cala de San Pedro salieron a faenar un día como siempre, pero en esa ocasión la mar decidió no devolverlos. Las viudas se vieron en la necesidad de trasladarse a un enclave mejor comunicado, al que las gentes del lugar llamaron Las Negras, en alusión a las enlutadas vestimentas de sus habitantes. Otra, sin embargo, relaciona el nombre actual de Las Negras con la silueta con que Cerro Negro, el relieve que cierra la playa por su extremo norte, se recorta sobre el mar, que desde la playa, en los atardeceres, dicen que se asemeja al perfil de una joven mujer negra. Una tercera y más simple hipótesis relaciona el nombre de esta población con el color de los acantilados que la limitan por el norte, formados por rocas completamente negras.



Figura 1. Imagen de Cerro Negro desde la playa de las Negras.

Se trata, como en la mayor parte de la costa del parque, de rocas volcánicas, formadas por erupciones sucesivas hace unos 10 millones de años, de características muy similares a las del Cerro de La Viuda (Ver Andesitas del cerro de la Viuda). Son brechas o aglomerados de andesitas piroxénicas.

Las brechas están formadas por fragmentos angulosos de lava volcánica de tamaños diversos rodeados por una matriz, más o menos abundante, de cenizas y vidrio. Se acumulan cerca del punto de emisión de lava en erupciones explosivas, que expulsan trozos de lava solidificada con lava más fluida y material más fino y disperso. El color negro es común en las rocas volcánicas básicas, entre las que se encuentran las andesitas debido a que tienen un porcentaje relativamente bajo de óxido de silicio en su composición, alrededor de un 60%.

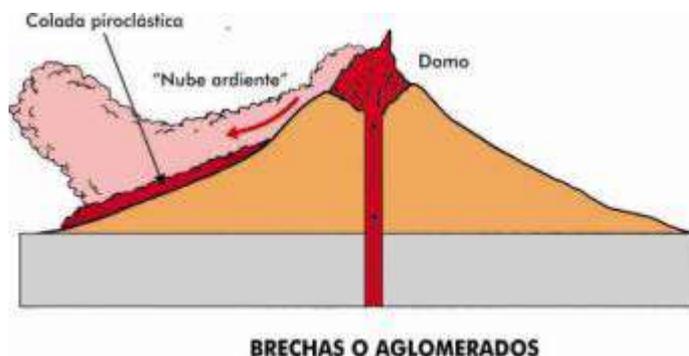


Figura 2. Esquema idealizado de la formación de las brechas volcánicas

Los piroxenos son unos minerales prismáticos formados por silicato de aluminio, calcio, hierro y otros elementos como magnesio y sodio, y son comunes en las rocas de composición básica.

Los acantilados de Las Negras, es decir, el fuerte escarpe del relieve que cae casi verticalmente hasta el agua, se deben a la erosión marina que está actuando sobre una superficie de fractura, una falla, que partió en dos la masa de andesitas de Cerro Negro. Estos sistemas de fracturación tectónica son muy frecuentes y visibles en las formaciones volcánicas de Cabo de Gata y controlan en parte la propia morfología de la costa.



Figura 3. Imagen de los acantilados de Cerro de Negro.

Si se observa desde cierta altura, por ejemplo con una foto de satélite, la costa oriental de la Reserva de la Biosfera Cabo de Gata-Níjar sigue un trazado en zig-zag que combina direcciones norte-sur con noreste-suroeste (N45E) y este-oeste, que corresponden a las direcciones de los grandes sistemas de fracturas de la zona (sistemas de Palomares, Carboneras y el Plomo, respectivamente). En el caso concreto de los acantilados de Las Negras, la costa sigue una dirección noreste-suroeste siguiendo una falla (o probablemente una combinación de una falla noreste-suroeste y una norte-sur). Esta fractura, como hemos señalado, dividió en dos los materiales volcánicos y la parte oriental, desplazándose a lo largo de la superficie de la falla (llamada plano) se hundió para estar ahora debajo del agua. La parte occidental quedó relativamente levantada y compone ahora Cerro Negro. El plano de la falla ha sido atacado por la erosión y la superficie que ahora vemos como acantilado está retraída, excavada hacia el cerro, con respecto a la original de la fractura.

ANDESITAS DEL CERRO DE LA VIUDA (086)

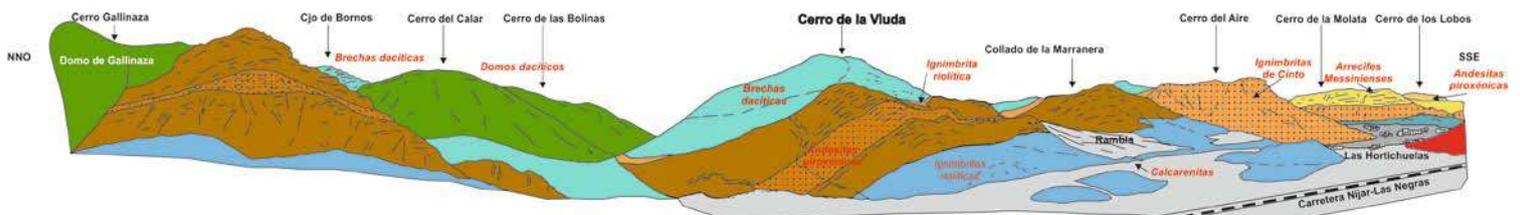
Cuando se entra en la Reserva desde Fernán-Pérez hay un violento cambio de paisaje al pasar un pequeño puerto y dar vista al valle de las Hortichuelas, que figura en los mapas como rambla del Cuervo. El relieve se hace mucho más escarpado y tortuoso y cae hasta el mar en muy pocos kilómetros. En lo que parece ya un mundo lejano de los llanos de los campos de Níjar, en la primera curva sorprende un paisaje incalificable, que parece artificial a base de ser único y distinto. Los relieves pelados del cerro de la Viuda, con unas bandas de colores marrones oscuros y claros y multitud de pequeñas cuevas que esculpen la superficie creando un modelado tortuoso, parecen un decorado de ciencia ficción.



Figura 1. Vista general del Cerro de la Viuda

Las rocas que forman los cerrillos y dan lugar a esas bandas de colores son rocas volcánicas, concretamente brechas líticas de andesitas ricas en piroxeno. Las brechas líticas están compuestas de bloques y fragmentos angulosos de lava volcánica y se generan durante erupciones explosivas. Estas erupciones arrojan trozos de diverso tamaño de lava, previamente solidificada y luego rota, entre material más fino, que se acumulan junto al centro de emisión. Los distintos colores corresponden a distintas erupciones, cuyos flujos de lava tenían una composición ligeramente distinta.

Figura 2. Interpretación geológica de los relieves que conforman el valle de las Hortichuelas (en negro se señalan los nombres de los cerros y en rojo las litologías que los forman)



El que sean andesitas significa que son rocas volcánicas con una proporción relativamente baja de óxido de silicio en su composición, alrededor de un 60%, por lo que se incluyen entre las rocas básicas. Por

otra parte, los piroxenos son unos silicatos con aluminio, calcio, hierro y una variada gama de elementos, y son comunes en las rocas de composición básica.

Las erupciones volcánicas que dieron lugar a estas rocas tuvieron lugar hace unos 10 a 11 millones de años, en el periodo conocido como Mioceno superior.

Las pequeñas oquedades, a veces incipientes cuevecitas, que salpican la superficie se llaman en la jerga geológica "tafoni". Se generan cuando en la superficie se forma una costra mineral por precipitación desde el agua superficial que penetra en los poros y fisuras de la roca cargada de sustancias en disolución y luego se evapora. Esta costra es más resistente a la erosión que la roca subyacente, que se erosiona más fácilmente dando lugar a la excavación de las cuevas.

ARRECIFE DE LA SIRENA (049)

El tramo de costa volcánica comprendido entre el faro de Cabo de Gata y el de Vela Blanca es sin duda uno de los más visitados y fotografiados del parque. A los ojos del visitante ofrece un paisaje litoral de espectacular belleza, modelado sobre abruptos acantilados, un salpicado de pequeños islotes y multitud de escollos con caprichosas formas geológicas, algunas de las cuales, como el Arrecife del Dedo o el de la Sirena, han dado lugar a innumerables historias y leyendas. La profusión de pequeños y agudos salientes rocosos tan próximos a la costa le confiere a estos afloramientos una falsa apariencia de arrecife, de ahí la denominación popular con la que se les conoce.



Figura 1. "Arrecife de la Sirena".

Pero este tramo de costa es además un enclave extraordinario para ayudarnos a comprender la naturaleza de los procesos de erosión marina sobre el macizo volcánico, responsables de la morfología de este tramo costero y, de la belleza, en general, de la costa del parque.

La costa volcánica está formada mayoritariamente en este tramo por dacitas y andesitas de color oscuro, rocas volcánicas formadas por la efusión de lavas asociadas, en este caso, con la actividad de un campo submarino de domos volcánicos (ver Domos de Vela Blanca) activos hace unos doce millones de años. Con frecuencia las lavas ofrecen unas curiosas formas prismáticas de sección hexagonal, denominadas "disyunción columnar". Estas curiosas estructuras se forman por efecto de la retracción de la lava al enfriarse tras su extrusión (ver Disyunciones Columnares de Punta Baja). Entre episodios de lavas se observan niveles de aglomerados volcánicos, tobas, cenizas y otros productos característicos de explosiones volcánicas violentas. Esta heterogeneidad litológica y el importante grado de fracturación del macizo tienen mucho que ver con el modelado de la costa, con su paisaje.

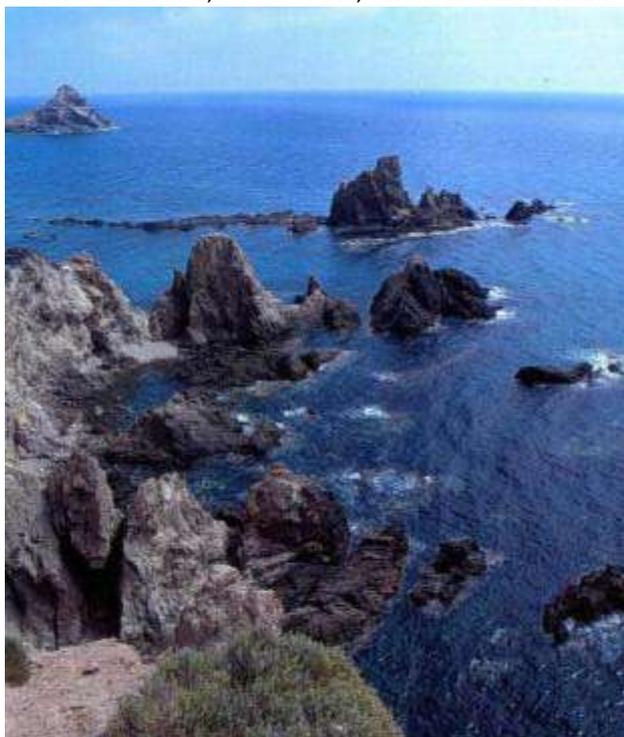


Figura 2. Salpicado de islotes volcánicos que emergen del mar en la zona, uno de los cuales es el la Sirena.

Los acantilados son producto de diversas acciones morfogénicas, aunque el papel más significativo en los procesos de formación y evolución de estas formas litorales se debe al ataque continuado e implacable de la acción del oleaje, y en menor medida de las corrientes marinas litorales, sobre el macizo rocoso. La zona de batida de las olas se convierte en una zona de debilidad en la que con frecuencia se generan oquedades y cavidades o grutas, hasta terminar provocando el socavamiento de la base del acantilado y el posterior desplome de bloques de roca por gravedad, facilitado, a su vez, por el fuerte grado de fracturación del macizo. La consecuencia con el paso del tiempo es que el acantilado retrocede lenta y progresivamente.



Sin embargo, el retroceso del acantilado no se produce de manera homogénea. La propia naturaleza volcánica del macizo, con zonas de composición química y texturas diferentes, y sobre todo, la caprichosa compartimentación en bloques de roca, provocada por su intensa fracturación, hace que determinados bloques se desprendan antes que otros, generándose una línea de retroceso de cierta profundidad, metros a decenas de metros. En esta banda de retroceso pueden quedar restos de bloques de roca aún enraizados por delante de otros ya desplomados, y, con frecuencia, estructuras erosivas como boquetes, pozos, puentes naturales, arcos, espigones y agujas, entre conjuntos de pequeños de islotes.

Figura 3. Arrecife de la Sirena.

Una de estas estructuras singulares y emergentes es el denominado Arrecife de la Sirena, uno de los relieves más sobresalientes del conjunto de pequeños escollos e islitas que salpican la costa entorno al faro de Cabo de Gata. Estos escollos e islotes, junto al conjunto de pequeñas cavidades y pozas o balsas de agua excavadas en la base de los acantilados tras la zona de rompientes de olas, llamadas aquí localmente "*corraletes*", debieron de ser el hábitat idóneo y refugio de la última colonia de foca monje que habitaba esta costa hasta el siglo XIX. El Arrecife de la Sirena, toma su nombre, según cuenta la leyenda, del que los marineros y pescadores daban a las focas cuando eran avistadas, ya que sus sonidos les recordaban a los cantos de aquellos seres mitológicos.

Hay que resaltar, en cualquier caso, que no se trata de verdaderos arrecifes, sino del caprichoso cincelado de los agentes marinos sobre el macizo volcánico de Cabo de Gata. Es importante señalarlo ya que en el ámbito de la Reserva de la Biosfera Cabo de Gata-Níjar sí existen auténticos arrecifes de coral hoy ya fósiles (Ver Arrecife de Mesa Roldán) de incalculable valor científico. Se formaron hace unos 6 millones de años y nos relatan la historia de este territorio cuando, bajo un clima tropical, el mar inundaba el archipiélago volcánico de Cabo de Gata.

ARRECIFE DE MESA ROLDÁN (104)

Una de las formas geológicas más frecuentes y que mejor se perciben en el paisaje de Cabo de Gata son las denominadas “mesas”. Una mesa, también llamada “muela” en otros lares, es una zona elevada de terreno con coronación llamativamente plana y laderas abruptas o con cierta pendiente. En Cabo de Gata las mesas tienen un origen y estructura similar: la parte inferior del relieve de la mesa está constituida por roca volcánica oscura. La parte superior del relieve, de color más claro, se dispone sobre la inferior a modo de “gorra” y está formada por una dura y resistente plataforma carbonatada caliza que protege de la erosión a la parte inferior del relieve, más fácilmente erosionable. Lo asombroso de esta “gorra petrea” es su origen y naturaleza: se trata de construcciones arrecifales de coral que hace seis millones de años colonizaron la costa del archipiélago volcánico de Cabo de Gata tras la extinción de los últimos volcanes activos. La mesa más conocida y popular de la reserva, que además ofrece un interés científico y didáctico extraordinario es Mesa Roldán.



Figura 1. Vista general desde el mar de la plataforma arrecifal de Mesa Roldán

El paisaje actual en el que se inscribe Mesa Roldán no tiene nada que ver con el ambiente que debió existir hace unos 6 millones de años en este mismo entorno geográfico, periodo en el que formaron las rocas sobre las que hoy se modela este singular relieve tabular. El paisaje y el clima eran muy diferentes a los actuales. Durante ese tiempo el mar inundaba gran parte del entorno y rodeaba pequeñas islas de origen volcánico. El clima también era más cálido, subtropical, y la temperatura del agua del mar más alta, similar a la que se disfruta en latitudes próximas al Ecuador.



Figura 2. Esquema paleogeográfico de la costa almeriense hace unos 6 millones de años.

Una de estas islas volcánicas era Mesa Roldán, o mejor dicho, aún no era isla, ya que constituía un relieve volcánico elevado sobre el fondo marino y próximo a la superficie, pero sin llegar a emerger. Sobre estos relieves submarinos someros, y bajo condicionales ambientales bastante más templadas que las actuales, se produjo una masiva colonización de arrecifes de coral.

Estas bio-construcciones generarían con el tiempo estructuras arrecifales en forma de plataforma, sobre relieves someros, o en forma de atolones arrecifales, bordeando relieves ya emergidos en forma de anillo.

Estas estructuras arrecifales de coral, hoy fósiles en la Reserva de la Biosfera Cabo de Gata-Níjar, despiertan un extraordinario interés científico y didáctico. Su observación detallada permite conocer con aspectos muy interesantes de las condiciones geográficas, biológicas y ambientales de la cuenca mediterránea en el momento de su formación, como la posición precisa de la antigua línea de costa, su evolución en el tiempo, las condiciones climáticas reinantes durante la fase de crecimiento de los corales, las características físico - químicas del medio marino donde se desarrollaron, y otros aspectos geológicos y biológicos de máximo interés. Se puede por tanto, concluir que los estos arrecifes fósiles constituyen un verdadero diario de la historia del mar Mediterráneo de hace unos 6 millones de años.

Tras la emersión del toda la región de Cabo de Gata, estos fondos someros en los que proliferaba la vida, emergieron y se elevaron, conformando el relieve actual.

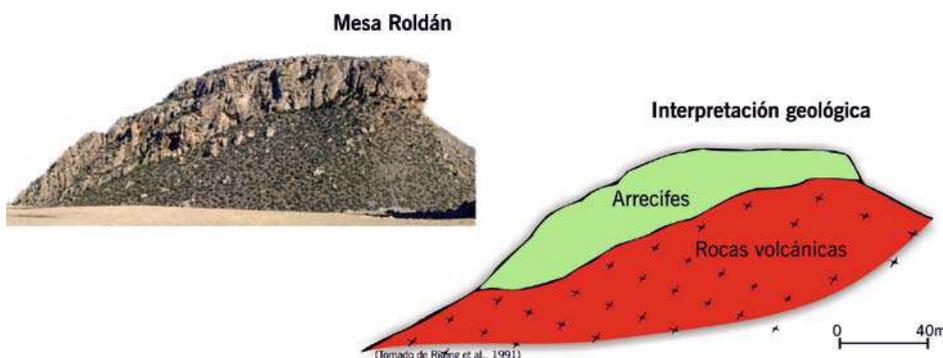
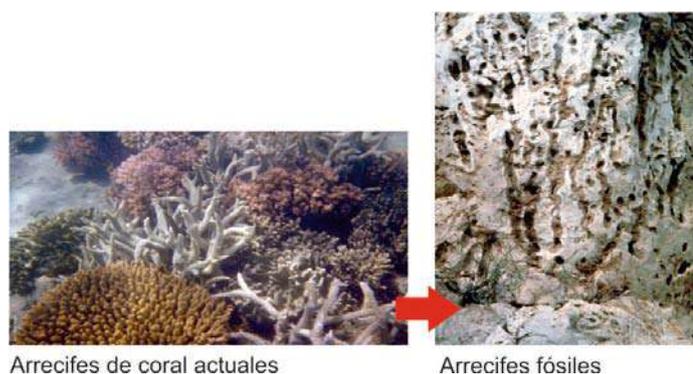


Figura 3. Imagen e interpretación geológica de Mesa Roldán.

El paquete superior de rocas con el que culmina el relieve de Mesa Roldán, y que descansa sobre rocas volcánicas, es un edificio rígido de roca carbonatada formada por corales arrecifales. Los corales arrecifales (Porites) y otros organismos marinos (algas, bivalvos, gasterópodos, etc.) crecieron sobre el relieve volcánico y sus esqueletos calcáreos se acumularon formando la roca caliza.

Figura 4. Imágenes comparativas de una colonia de arrecifes de coral actuales y fósiles.



El paquete calizo arrecifal que corona Mesa Roldán está parcialmente vaciado en su interior, ya que hacia finales de la década de los 70 del siglo XX albergó una cantera de bloques calizos que fue explotada con destino a la construcción del vecino puerto de Carboneras.



Figura 5. Cantera de Mesa Roldán.

Al interés geológico de este enclave se une su propio interés histórico y cultural. La plataforma carbonatada arrecifal de Mesa Roldán da soporte a la actual torre artillada de Mesa Roldán, construida entre 1764 y 1766 sobre los cimientos de otra torre de cronología anterior, de la que ya se tiene constancia hacia 1497. La torre forma parte del conjunto de obras de vigilancia y defensa que bajo el reinado de Carlos III fortificó la costa almeriense, muy castigada por las incursiones de piratas berberiscos.



Figura 6. Torre artillada de Mesa Roldán.

ARRECIFE DEL DEDO (052)

El tramo de costa volcánica comprendido entre el faro de Cabo de Gata y el de Vela Blanca es sin duda uno de los más fotografiados de la reserva. A los ojos del visitante ofrece un paisaje litoral de espectacular belleza, modelado sobre abruptos acantilados, un salpicado de pequeños islotes y multitud de escollos con caprichosas formas geológicas, algunas de las cuales, como el Arrecife del Dedo o el de la Sirena, han dado lugar a innumerables historias y leyendas. La profusión de pequeños y agudos salientes rocosos tan próximos a la costa le confiere a estos afloramientos una falsa apariencia de arrecife, de ahí la denominación popular con la que se les conoce.



Figura 1. Costa acantilada en el entorno del Faro de Cabo de Gata

Pero este tramo de costa es además un enclave extraordinario para ayudarnos a comprender la naturaleza de los procesos de erosión marina sobre el macizo volcánico, responsables de la morfología de este tramo costero y, de la belleza, en general, de la costa de la Reserva de la Biosfera Cabo de Gata-Níjar.

La costa volcánica está formada mayoritariamente en este tramo por dacitas y andesitas de color oscuro, rocas volcánicas procedentes de lavas solidificadas, asociadas aquí con la actividad de un campo submarino de domos volcánicos (ver Domos de Vela Blanca) activos hace unos doce millones de años. Con frecuencia estas lavas ofrecen unas curiosas formas prismáticas de sección hexagonal, denominadas “disyunción columnar”. Estas estructuras se forman por efecto de la retracción de la lava al enfriarse tras su extrusión (ver Disyunciones Columnares de Punta Baja). Entre episodios de lavas se observan niveles de aglomerados volcánicos, tobas, cenizas y otros productos característicos de explosiones volcánicas violentas. Esta heterogeneidad litológica y el importante grado de fracturación del macizo tienen mucho que ver con el modelado de la costa, con su paisaje.



Figura 2. Vista del “arrecife del Dedo” desde el mar. El bloque de roca que emerge del agua, está rodeado por otras rocas volcánicas, como cenizas (coloración blanquecina) y lavas con disyunción columnar más oscuras (izquierda).l

Los acantilados son producto de diversas acciones morfogenéticas, aunque el papel más significativo en los procesos de formación y evolución de estas formas litorales se debe al ataque continuado e implacable de la acción del oleaje, y en menor medida de las corrientes marinas litorales, sobre el macizo rocoso. La zona de batida de las olas se convierte en una zona de debilidad en la que con frecuencia se generan oquedades y cavidades o grutas, hasta terminar provocando el socavamiento de la base del acantilado y el posterior desplome de bloques de roca por gravedad, facilitado, a su vez, por el fuerte grado de fracturación del macizo. La consecuencia con el paso del tiempo es que el acantilado retrocede lenta y progresivamente.

Sin embargo, el retroceso del acantilado no se produce de manera homogénea. La propia naturaleza volcánica del macizo, con zonas de composición química y texturas diferentes, y sobre todo, la caprichosa compartimentación en bloques de roca que provoca su intensa fracturación, hace que determinados bloques se desprendan antes que otros, generándose una línea de retroceso de cierta profundidad, metros a decenas de metros. En esta banda de retroceso pueden quedar restos de bloques de roca aún enraizados por delante de otros ya desplomados, y, con frecuencia, estructuras erosivas tipo boquetes, pozos, puentes naturales, espigones, agujas y conjuntos de islotes.



Figura 3. Vista del “arrecife del Dedo” desde la costa

Una de estas estructuras singulares y emergentes es el denominado Arrecife del Dedo, que toma su nombre de su caprichosa forma, parecida a un gigantesco dedo saliendo del agua. Se sitúa frente a la Vela Blanca. En sus proximidades y sólo accesible por barco, se encuentra la mítica cueva donde se refugiaba hasta hace bien poco, una colonia de foca monje. Su presencia en estos parajes dio motivo a diversas leyendas en las que lobos marinos, así era como se conocían a la focas, atacaban a los hombres de mar que intentaban hacerse con las piedras preciosas existentes en el interior de la cueva.

BENTONITAS DEL MORRÓN DE MATEO (590)

Con posterioridad a su formación y emplazamiento, los materiales volcánicos sobre los que se modela el relieve de Cabo de Gata se han visto sometidos a numerosas alteraciones físico-químicas. Estas alteraciones han producido, en ocasiones, cambios significativos en la composición química y textura de la roca original, generando nuevos minerales, es el caso concreto de las bentonitas, un grupo de minerales arcillosos de gran utilidad industrial explotados históricamente en Cabo de Gata.

El origen de las bentonitas de Cabo de Gata se relaciona con procesos de alteración de la roca volcánica, bien mediante procesos de circulación interna dentro del macizo volcánico de soluciones hidrotermales (fluidos profundos y calientes que ascienden a través de las fracturas) o por procesos supergénicos (acción de aguas meteóricas de lluvia, etc.). La acción de estos fluidos sobre la roca volcánica produce la transformación de determinados minerales a otros del grupo de las arcillas, dando lugar a unas masas de material arcilloso, muy plásticas y untuosas al tacto de color generalmente blanco o claro: las bentonitas.

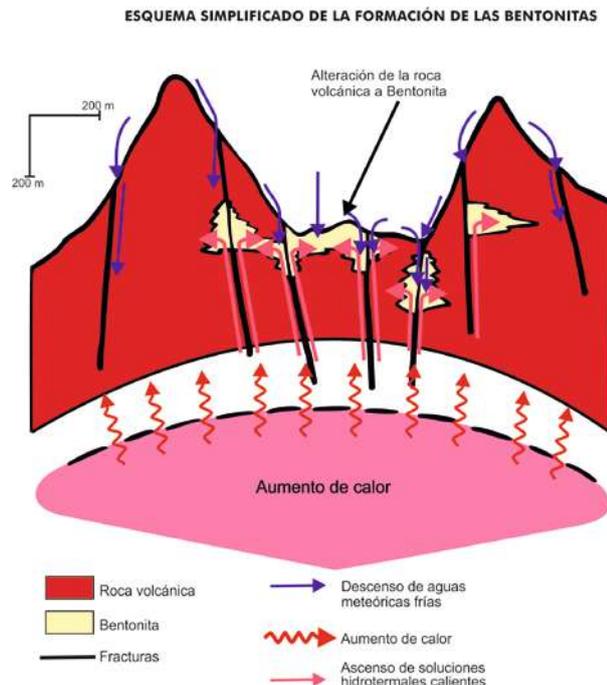


Figura 1. Esquema de la formación de las bentonitas

Las bentonitas son un tipo de rocas cuya composición está dominada por minerales pertenecientes al grupo de las arcillas, esencialmente al grupo de las esmectitas, a las que debe gran parte de sus características estructurales y propiedades. Una de ellas es su capacidad para absorber líquidos en un volumen varias veces superior al suyo propio. Esta peculiaridad de la bentonita, entre otras, hace que esta roca sea utilizada para numerosas aplicaciones industriales. Entre las más significativas caben destacar: aglomerante en arenas de fundición, lodos de perforación, impermeabilización de terrenos, alimentación animal, absorbentes domésticos e industriales (camas de gato, etc.), así como múltiples aplicaciones en ingeniería civil como componente esencial de material de sellado.



Figura 2. Aspecto de campo de las bentonitas.

La composición volcánica del complejo de Cabo de Gata ha propiciado la mayor concentración de yacimientos de bentonita de España. En la actualidad las zonas donde se localizan las explotaciones más importantes son las siguientes: el Morrón de Mateo, Cortijo de Archidona de Níjar y los Trancos, siendo esta última la explotación más grande de las mencionadas.



Figura 3. Frente de explotación de la cantera de Morrón de Mateo.

La explotación de la bentonita se realiza mediante canteras a cielo abierto. En este tipo de explotaciones se llevan a cabo las siguientes actividades: acondicionamiento y preparación, extracción, secado y clasificación y, por último, acopio. Las buenas condiciones ambientales reinantes en el levante almeriense favorecen la extracción mineral a lo largo de todo el año.

ENCLAVE DE CALA CARNAJE (090)

En la región volcánica del Cabo de Gata hay dos grandes etapas de actividad volcánica. Tras la primera, que duró varios millones de años, entre hace unos 15 y 9,5 millones de años, sobre los volcanes parcialmente sumergidos en el Mediterráneo de la época se acumularon sedimentos marinos que, al consolidarse, pasaron a formar rocas sedimentarias. Estos sedimentos estaban constituidos por productos de la erosión de los materiales volcánicos infrayacentes (cantos de roca volcánica de diverso tamaño) y, sobre todo, por los restos de los esqueletos mineralizados de los organismos que vivían en el fondo del mar, como conchas, caparazones, etc. El recrudescimiento de la actividad volcánica en una segunda etapa, entre hace unos 8,5 y 7 millones de años, hizo que las nuevas emisiones de productos volcánicos atravesaran, rompieran y, a veces, asimilaran las rocas pre-existentes, tanto las volcánicas como las sedimentarias.



Figura 1. Panorámica del entorno de Cala Carnaje

Este fenómeno queda bien reflejado en Cala Carnaje, aunque también puede observarse en otros puntos de la Reserva, como la Cala del Plomo, Cala Montoya, Cala Chumba y Majada Redonda. En Cala Carnaje, entre la masa de andesitas correspondientes al volcán del Cerro de los Lobos hay un gran bloque de caliza, roca de origen sedimentario compuesta mayoritariamente por carbonato de calcio. El bloque es fácil de reconocer a la derecha de la playa de la cala, según se desciende hacia ella, por el fuerte contraste de sus colores rosados con los colores negruzcos de las rocas volcánicas. En detalle, la caliza está compuesta por fragmentos de restos de esqueletos de organismos marinos, sobre todo briozoos, algas rojas coralináceas y moluscos, además de equinodermos, sobre todo erizos de mar, tubos de gusanos serpúlidos y balánidos.



Figura 2. Vista general del afloramiento de rocas volcánicas y sedimentarias

La mayoría son restos de organismos poco conocidos, pero que se conservan como fósiles con cierta facilidad porque sus esqueletos están compuestos originalmente por calcita, una forma mineral de carbonato de calcio muy estable. En el bloque, las capas (estratos) que marcan las sucesivas fases de acumulación de los sedimentos marinos originales están inclinadas, es decir, desplazadas de su posición, más o menos horizontal, original. Esto, unido a la poca continuidad lateral de la caliza, rodeada por todas partes de roca volcánica, nos indica que se trata de un bloque desgajado de las rocas que atravesaron los materiales volcánicos del Cerro de los Lobos al salir a la superficie. Calizas con una composición similar, en la cuenca de Agua Amarga afloran con una cierta continuidad y están localmente cubiertas por las rocas volcánicas del centro de emisión de Mesa de Roldán, que como el Cerro de los Lobos tuvo su actividad en la anteriormente mencionada segunda fase de volcanismo de la Reserva.

En Cala Carnaje son también llamativos los cantos que hay en la parte izquierda de la playa (siempre en sentido de descenso hacia el mar). Son grandes cantos de andesitas de tamaño bastante bien seleccionado que no son coherentes con la energía que puedan tener las olas en la playa. Un vistazo rápido al entorno permite ver su origen: como en Punta Baja, en la ladera del Cerro de los Lobos hubo una cantera de adoquines que debían ser embarcados en la playa para su comercialización. Los adoquines que nunca se llegaron a embarcar quedaron en la playa expuestos al oleaje que los ha redondeado sin poder desplazarlos de donde fueron abandonados.

LOS SEDIMENTOS MARINOS DE CAÑADA MÉNDEZ (I y II) (096-097)

Aunque la mayor parte de las rocas de Cabo de Gata son de origen volcánico, el relieve del parque ofrece en ocasiones excelentes afloramientos de rocas de origen sedimentario, de gran interés, ya que nos revelan la historia acaecida en este territorio tras los episodios volcánicos. Uno de estos afloramientos, de un gran interés científico y didáctico, corresponde a los sedimentos marinos de Cañada Méndez, ubicados en el entorno de Agua Amarga, que exponen magníficamente una secuencia de los primeros sedimentos marinos depositados en la región tras la finalización del gran primer episodio volcánico, hace unos 9 millones de años, en el Mioceno Superior, concretamente en el Tortoniense inferior.

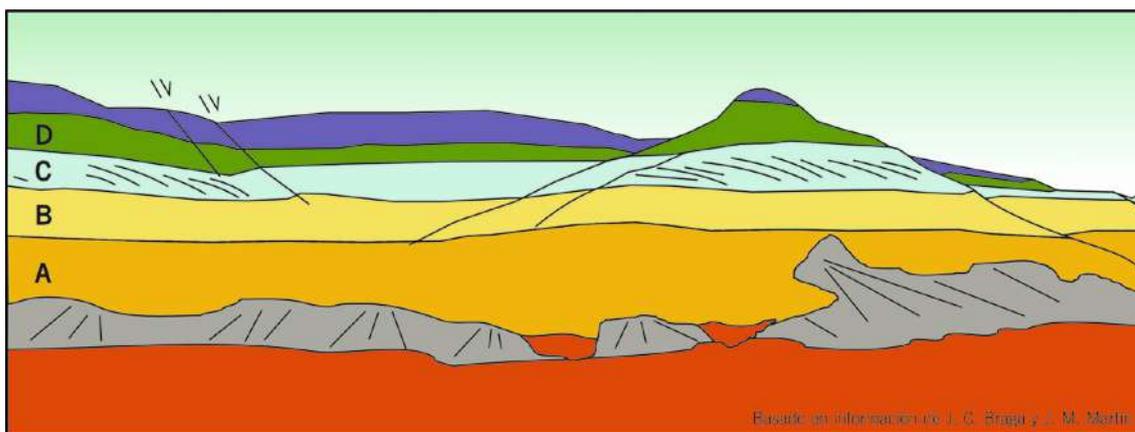
La Cañada de Méndez es una pequeña rambla tributaria de la rambla de Los Viruegas, con la que confluye inmediatamente antes de entrar en el casco urbano de la bella y turística localidad de Agua Amarga. Sin embargo, la litología calcárea de los materiales sedimentarios en los que se encaja la rambla, bastante estable, favorece el modelado de unos taludes verticales que en ocasiones llegan a alcanzar los 50 metros de altura. Uno de estos taludes, ubicado en la margen izquierda, expone una completa sucesión sedimentaria que esconde las claves para conocer la historia geológica de esta zona tras la formación de los primeros relieves volcánicos.



Figura 1. Panorámica de Cañada Méndez

Se trata de un conjunto estratificado de calizas con abundantes estructuras sedimentarias y restos de organismos marinos fósiles. Las calizas se formaron a partir de la acumulación de esqueletos y caparzones calcáreos de organismos marinos, en el fondo de un pequeño entrante del Mediterráneo que se extendía sobre los relieves construidos en el anteriormente mencionado primer episodio de actividad volcánica. Gran parte de los “granos” que forman la caliza son en realidad restos de organismos, de ahí que a estas rocas sedimentarias se les denomina “calizas bioclásticas”. Entre estos restos destacan los de organismos comunes en el Mediterráneo actual, pero poco conocidos, como briozoos, algas rojas calcáreas y foraminíferos, y otros más familiares como bivalvos (diversos tipos de almejas) y gasterópodos (diversos tipos de caracolas). Una mínima porción de los granos proceden de la erosión de los relieves volcánicos.

Hacia este periodo de tiempo, en efecto, y una vez finalizada la primera gran etapa volcánica, hace unos 9 millones de años, la geografía del actual territorio de la Reserva, es decir, la configuración de tierras emergidas y sumergidas bajo el mar, era diferente a la actual. En el entorno de la actual posición de Agua Amarga existía una extensa bahía abierta hacia el sureste, bañada por aguas cuya temperatura y salinidad eran muy parecidas a las del mar Mediterráneo actual.



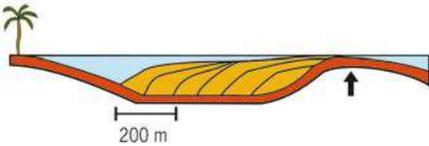
SUSTRATO	UNIDAD CARBONATADA		DEPÓSITOS RECIENTES
	Unidad inferior	Unidad superior	
 Rocas volcánicas	 A Abanicos de tormentas	 B Dunas submarinas	 Carbonatos bioclásticos
	 C Playas	 D Dunas eólicas	 Derrubios

Figura 2. Interpretación geológica de las unidades identificadas en Cañada Méndez

En los fondos de esta bahía se depositaban sedimentos carbonatados, originados por los restos de organismos marinos, que vivían en el fondo. Una vez sobre el fondo marino, estas partículas orgánicas no permanecían fijas, sino que eran removilizadas por corrientes y oleaje y acumuladas en dunas submarinas o en las playas que festoneaban la bahía. Estas dunas y playas pueden reconocerse porque las rocas calizas de la Cañada de Méndez muestran estructuras sedimentarias de ordenamiento interno, como estratificaciones y laminaciones cruzadas, similares a las que pueden observarse, con los medios apropiados, en los fondos actuales en el interior de las dunas subacuáticas o bajo la superficie de la arena de las playas.

A. ABANICOS DE TORMENTA

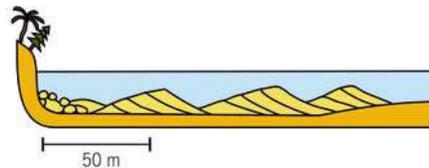




Esta unidad está representada por capas con estratificación cruzada tabular (de trazado rectilíneo) separadas por superficies netas muy tendidas y continuas, que se interpretan como depósitos de abanicos de tormenta.

B. DUNAS SUBMARINAS





La unidad B, situada encima, consiste en capas con estratificaciones cruzadas en artesa correspondientes a depósitos de dunas subacuáticas que migraban en el fondo.

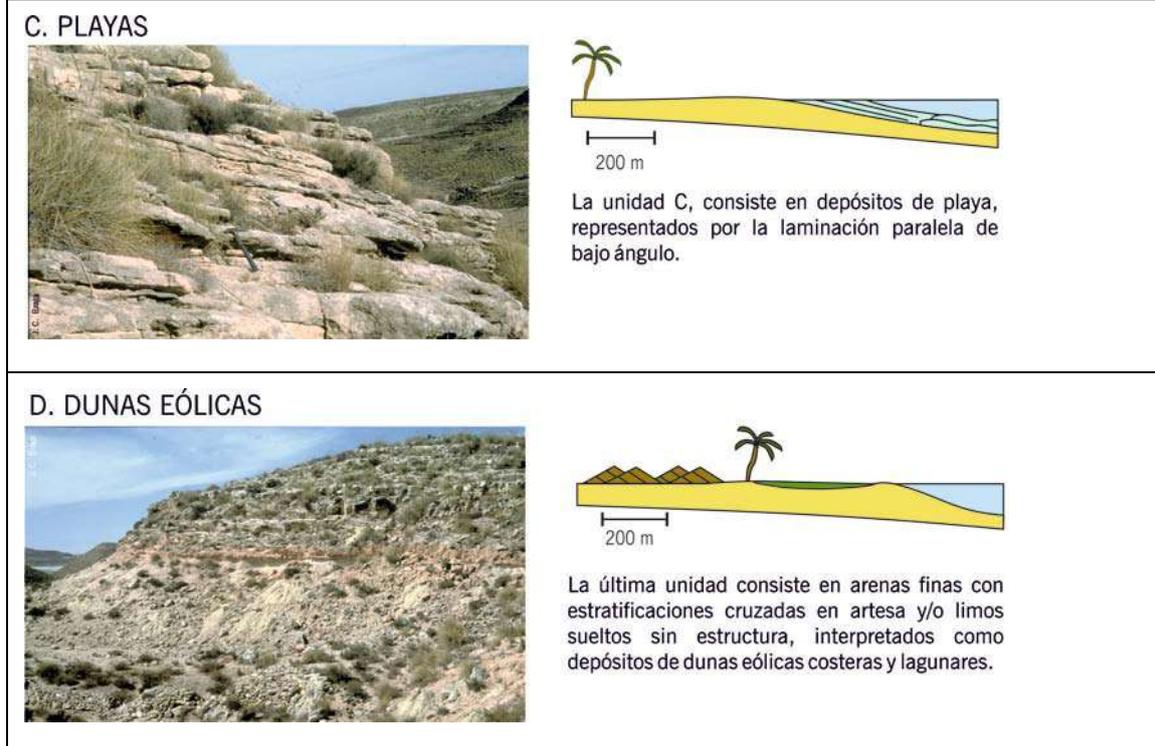


Figura 3. Imagen de campo y esquema del medio de depósito.

Estas condiciones ambientales cambiaron con el paso del tiempo, como consecuencia de un nuevo episodio volcánico y variaciones en el clima de la región. Tras diversos acontecimientos geológicos, se produjo la emersión de estos fondos marinos y del resto de áreas que conforman la región de Cabo de Gata. Sobre este entorno ya emergido se instaló recientemente la red de drenaje, cuyo encajamiento nos descubre, a veces, cosas tan interesantes como los afloramientos de Cañada Méndez.

CARBONATOS DEL RICARDILLO (092)

A pesar del extraño diminutivo de su nombre, el Ricardillo con sus 308 metros es uno de los cerros más altos del sector norte de la Reserva de la Biosfera Cabo de Gata - Níjar. Como otros cerros de la zona, corresponde a un antiguo domo volcánico: un centro de emisión en el que se acumuló lava sin llegar a extruir completamente. No obstante, en el Ricardillo hay algo más que rocas volcánicas y ello se puede percibir muy bien en el paisaje, sobre todo si se observa su vertiente sur, mientras se accede desde Las Negras. La cara sur de cerro, muy escarpada, deja ver un fuerte contraste entre los colores oscuros, casi negros, de los materiales volcánicos y unas rocas de colores claros, blanquecinos, que se extienden a ambos lados del vértice y que vistas de cerca están literalmente compuestas por fósiles, que en este caso son restos de organismos marinos. El contacto entre ambos tipo de rocas, la línea que las separa, es bastante vertical en las proximidades del pico y luego se hace horizontal al alejarse de él. Esta disposición y el tipo de rocas nos permiten desentrañar la historia geológica de la zona, que ejemplifica parte de la evolución de la Reserva.



Figura 1. Vista general del cerro del Ricardillo.

El domo volcánico se formó hace unos 10-11 millones de años y sus materiales, concretamente en su parte más alta, quedaron expuestos a la erosión en un entrante del mar Mediterráneo que constituía la denominada cuenca de Agua Amarga. La erosión costera esculpió un acantilado similar a los que podemos observar en la línea de costa actual. Al pie del acantilado, en el fondo del mar, empezaron a acumularse sedimentos en un proceso que duró desde hace unos 8,5 hasta hace unos 5,5 millones de años, y fueron rellenando el espacio disponible hasta casi llegar al tope del domo volcánico.

Estos sedimentos en parte son bloques y cantos desprendidos de las rocas volcánicas que componían el acantilado, pero en buena medida son simplemente una acumulación de restos de organismos con esqueletos mineralizados (conchas, caparazones, etc.) que vivieron sobre o en la base del acantilado a lo largo de esos 3 millones de años. Estos restos, por otra parte, nos cuentan las variaciones del clima que experimentó el Mediterráneo occidental en esa época, denominada Mioceno superior, concretamente en los pisos Tortonense y Messiniense. En una primera etapa, con un clima similar al del Mediterráneo actual, los restos de organismos acumulados son mayoritariamente de moluscos (bivalvos y gasterópodos), briozoos y algas rojas coralináceas. Este mismo tipo de restos se acumula actualmente en los fondos marinos de la Reserva y forma el sedimento suelto que cubre el fondo del mar. Aunque, obviamente, en el mar viven muchos otros organismos, en el sedimento del fondo solo quedan restos de los que tienen esqueletos mineralizados, en este caso de carbonato cálcico, que como en el caso de

los briozoos o las algas coralináceas no son organismos muy conocidos, aunque en realidad sean bastante abundantes.

En el Ricardillo, en esta etapa se formó, además, un “arrecife” de vermétidos, que cubría extensamente la parte sumergida del acantilado en la cara occidental del antiguo domo. Los vermétidos son unos extraños gasterópodos (caracoles) que, al contrario de otros miembros del grupo, viven fijos y cementados sobre sustratos rígidos, por ejemplo las paredes rocosas o las conchas de otros moluscos. Cuando se fijan y crecen unos sobre otros llegan a construir auténticos edificios de varios metros de espesor y decenas de metros de anchura, partiendo del sustrato rocoso, en este caso el antiguo acantilado.



Figura 2. Imagen de detalle de los vermétidos.

En una etapa posterior, a los pies del acantilado del Ricardillo y extendiéndose por la plataforma marina del margen sur de la cuenca de Agua Amarga, crecieron arrecifes de coral. Los corales arrecifales necesitan para vivir aguas cálidas, como las que se encuentran hoy en día en las latitudes intertropicales. Por ello, su presencia en esta zona y en otras cuencas de esa época de la provincia de Almería indica que el Mediterráneo occidental pasó por un periodo de clima más cálido que el actual, hace alrededor de unos 6 millones de años. La acumulación en la plataforma marina de los esqueletos calcáreos de los corales y de los organismos que entre ellos vivían generó un paquete de sedimentos que, una vez emergidos del fondo del mar y consolidados, constituyen la parte alta de la Rellana de San Pedro, extendiéndose desde el Ricardillo hasta el valle del Plomo. Su presencia en esas altitudes, nos habla del levantamiento que ha experimentado la zona en el pasado geológico relativamente reciente: si los corales que crecieron a flor de agua (como lo hacen sus congéneres actuales) hace 5,5 millones de años están ahora a unos 300 metros de altitud, quiere decir que el área Ricardillo-Rellana de San Pedro se ha levantado todos esos metros en ese tiempo, a menos de un milímetro por año de media, si se echan las cuentas. No es una gran velocidad, ni siquiera desde el punto de vista geológico, pero es suficiente para convertir en una ascensión la visita a un antiguo acantilado.

DACITAS DE LA PUNTA DEL SANTO (109)

Buena parte de los viajeros que siguen la carretera costera entre Carboneras y Mojácar paran en el mirador de la Granatilla, que ofrece una accesible perspectiva de la playa del Algarrobico y permite ver, al fondo, hacia el sur, Carboneras y la Mesa de Roldán, cerrando largos kilómetros de línea de costa. La obra paralizada del hotel, emblema de las polémicas sobre la urbanización del litoral español, centra las miradas y los comentarios de los observadores, quienes raramente prestan atención a las rocas sobre las que discurre en este punto la carretera.

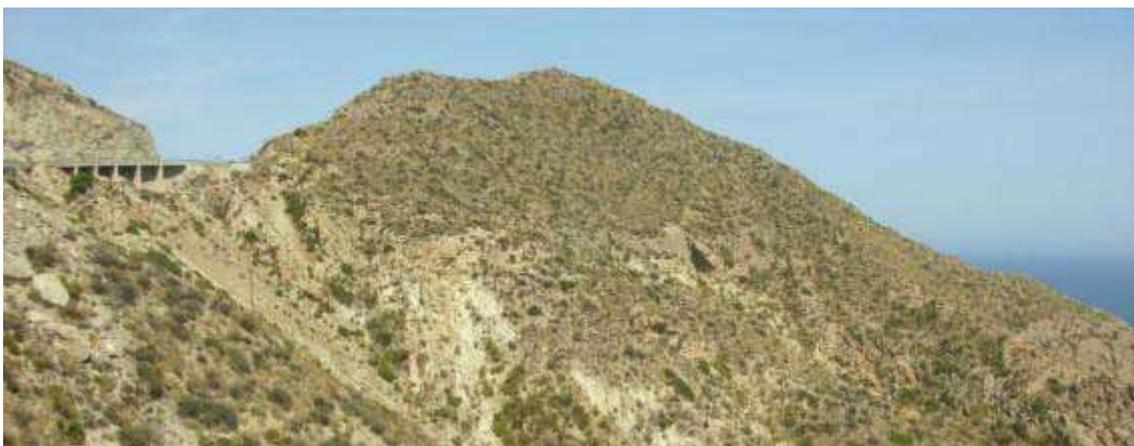


Figura 1. Vista desde la carretera hacia el cerro de la Punta del Santo. El punto donde la carretera se pierde es donde se sitúa el mirador de la Granatilla.

A pesar de ello, el pequeño cerro que queda al este del mirador es una localidad en la que se pueden observar con facilidad unas rocas llamativas y características del volcanismo que generó gran parte del sustrato geológico de la Reserva de la Biosfera Cabo de Gata-Níjar.



Figura 2. Vista general desde la playa del Algarrobico de la Punta del Santo.

Las rocas son brechas volcánicas compuestas por una masa de “piedra pómez” de composición dacítica y con abundantes cristales grandes, de hasta varios centímetros, de anfíbol de color negro.

Una piedra pómez es una lava compuesta por vidrio volcánico (los componentes del magma no llegan a cristalizar cuando se enfrían) con burbujas o espacios vacíos en su interior. Suele formarse cuando se enfría rápidamente, al tiempo que se despresuriza, la lava expulsada por un volcán en una erupción. La rápida despresurización del fluido magmático hace que los gases que contienen burbujen (como cuando se abre una gaseosa) y muchas burbujas no llegan a escapar y se quedan atrapadas en la roca cuando la lava se solidifica.

El término dacita indica una roca volcánica de composición intermedia en cuanto a la proporción de óxido de silicio que contiene (alrededor de un 60 a 75 %), en la que hay cristales de cuarzo o sílice en la masa de vidrio.

Lo más sorprendente de estas rocas para cualquier visitante es la presencia de cristales prismáticos de anfíbol grandes, de varios centímetros, de color negro que destacan sobre el fondo grisáceo de la roca. Los anfíboles que aquí se encuentran, que más específicamente pueden llamarse hornblenda, son minerales compuestos por silicatos de aluminio, calcio, hierro y magnesio.



Figura 3. Detalle de la roca volcánica, en la que se identifica a simple los cristales negros de anfíbol.

Todos estos materiales provienen de erupciones explosivas volcánicas que tuvieron lugar hace unos 10 millones de años, aunque no exactamente en la posición geográfica que ocupan en la actualidad, ya que, como toda la región de Cabo de Gata, se han desplazado en el pasado geológico mucho kilómetros hacia el norte/noreste a lo largo del gran conjunto de fracturas que es el sistema de fallas de Carboneras.

LAS DISYUNCIONES COLUMNARES DE PUNTA BAJA (050)

Dentro del conjunto de formas volcánicas sobre las cuales se modela el actual relieve de Cabo de Gata destacan los domos. Un domo volcánico es una estructura de planta aproximadamente circular, generalmente en forma de cúpula, que se origina cuando la lava es muy viscosa. Esta circunstancia motiva que la lava no pueda extruir y fluir con facilidad, solidificándose en el interior del volcán, bien en la propia boca del conducto de emisión, denominado chimenea, o en posiciones no muy lejanas al mismo. Una vez terminada la actividad volcánica, la erosión de los materiales que lo envuelven, más blandos, puede hacer que aflore en el relieve.



Figura 1. Restos del domo volcánico de Punta Baja visto desde el mar

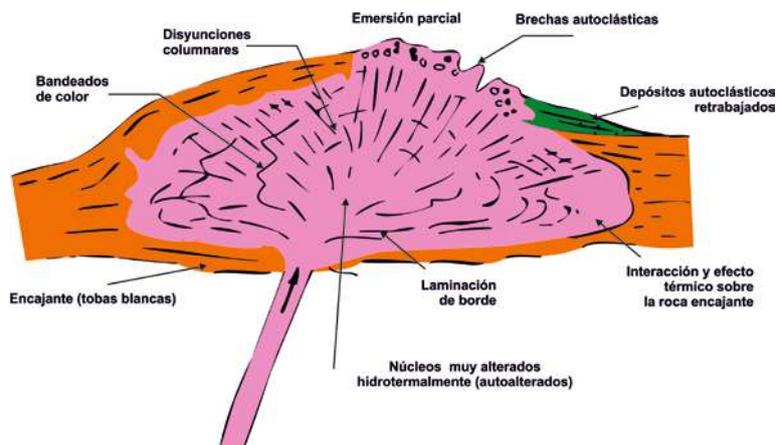


Figura 2. Esquema de un domo volcánico.

El tramo de costa acantilada comprendido entre el faro de Cabo de Gata y los acantilados de la Vela Blanca expone buenos ejemplos de domos volcánicos (ver Domos de Vela Blanca). En Punta Baja, además, se pueden observar magníficos ejemplos de un tipo de estructura volcánica a veces muy

llamativa: las disyunciones columnares. Se trata de prismas de roca volcánica de sección más o menos hexagonal desarrollados a modo de columnas, a veces desplegadas en abanicos, que se producen por efecto de la retracción de la lava al enfriarse y solidificarse lentamente, bien en el interior o bien próxima a la boca de la chimenea del domo volcánico.

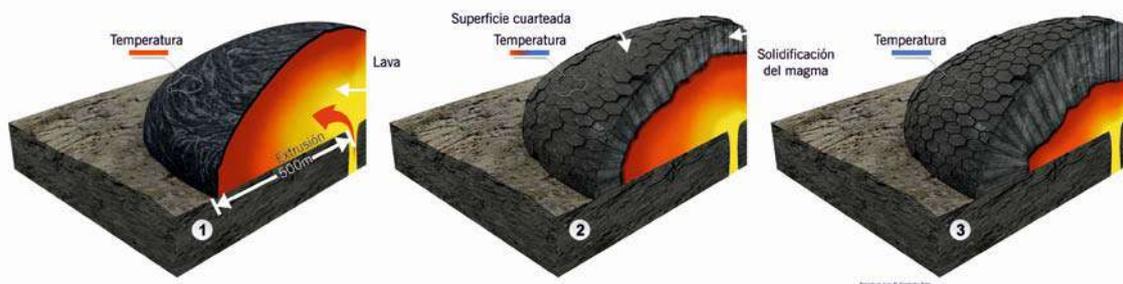


Figura 3. Esquema idealizado de la formación de la disyunción columnar.

A las disyunciones columnares de Punta Baja se accede tomando la carretera que conduce desde el faro de Cabo de Gata a la Torre de Vela Blanca. Aproximadamente hacia la mitad de dicho recorrido, se toma un sendero que, ya a pie, facilita el acceso hasta los acantilados costeros, donde se sitúan unas antiguas canteras de adoquines que exponen buenos afloramientos de lavas dacíticas andesíticas. Entre los microcristales de minerales que componen la masa de la lava solidificada destacan cristales de mayor tamaño de hornblenda, como pequeños prismas alargados de color negro. La hornblenda es un anfíbol, un mineral compuesto principalmente de silicato de aluminio, magnesio, hierro, calcio y cantidades menores de titanio y sodio.



Figura 4. Antigua cantera donde se extraían los adoquines.

Las canteras, de hecho, utilizaban estas estructuras columnares para fabricar sobre el propio lugar adoquines, por el sencillo mecanismo de fragmentar el prisma columnar en piezas de unos 10 a 20 centímetros, según el tipo de uso a que fuesen destinados. Se tienen datos de la existencia de canteras para labrado de adoquines en Cabo de Gata desde 1915. Las canteras dejaron de funcionar en 1948. Además de las canteras de adoquines de Punta Baja, existen otras repartidas por la costa volcánica del parque, en las inmediaciones de San José y de Rodalquilar, en el entorno del Playazo y cerca de Agua Amarga.

El método de trabajo para la obtención de adoquines era siempre el mismo. Se ubicaba la cantera en una zona donde las disyunciones columnares eran manifiestas, ya que eso facilitaba bastante el laboreo, que se realizaba a pie de cantera. Desde la cantera, mediante caballería, o, en ocasiones mediante pequeños cables aéreos, se trasladaba el material hasta un punto de la costa con fácil accesibilidad para embarcaciones pequeñas, en las que se cargaba el material para su traslado a barcos mercantes, que se ubicaban tan próximos a la costa como las condiciones permitieran.

EL DOMO VOLCÁNICO DEL CERRO DE VELA BLANCA (051)

Cercano al faro de Cabo de Gata se sitúa uno de los relieves más conocidos y representativos de la Reserva: el Cerro de Vela Blanca. Se trata de un impresionante acantilado marino de más de 100 metros de altura, labrado por la acción erosiva marina sobre un gran domo volcánico. Una descomunal mancha blanca en forma de vela de barco situada hacia la base del acantilado, y generada por la alteración de la propia roca volcánica, da nombre al enclave.



Figura 1. Imagen desde el mar del Cerro de la Vela Blanca.

Efectivamente, la mayor parte de los materiales que constituyen el relieve de la Reserva de la Biosfera Cabo de Gata-Níjar son de origen volcánico. Constituyen una pequeña parte emergida de una gran zona volcánica que se extiende sumergida bajo el mar de Alborán, aflora únicamente en la propia Isla de Alborán, y llega hasta los relieves litorales del vecino continente africano. Su origen hay que relacionarlo con la salida a superficie de magma (rocas fundidas) desde zonas profundas de la corteza terrestre a favor, en este caso, de fracturas en la zona de contacto entre las placas continentales de Europa y África. La actividad volcánica se desarrolló en un amplio período de tiempo que va desde hace unos 14 hasta hace unos 7,5 millones de años, y se produjo básicamente en dos grandes ciclos separados por un periodo de inactividad volcánica, durante el cual la zona se configuraría como un extenso archipiélago de islas y fondos volcánicos. El volcanismo, en su mayor parte, fue submarino, aunque algunos volcanes pudieron emerger ya en el momento de la propia actividad volcánica.

Dentro de la variedad de aparatos y formas que pueden encontrarse en un ambiente volcánico, una de las más características y frecuentes en Cabo de Gata son los domos. Un domo volcánico es una estructura volcánica de planta aproximadamente circular, generalmente en forma de cúpula, que se origina cuando la lava es muy viscosa. Esta circunstancia motiva que la lava no pueda fluir con facilidad, solidificándose en el interior del volcán, bien en la propia boca del conducto de emisión, denominado chimenea, o junto al mismo.

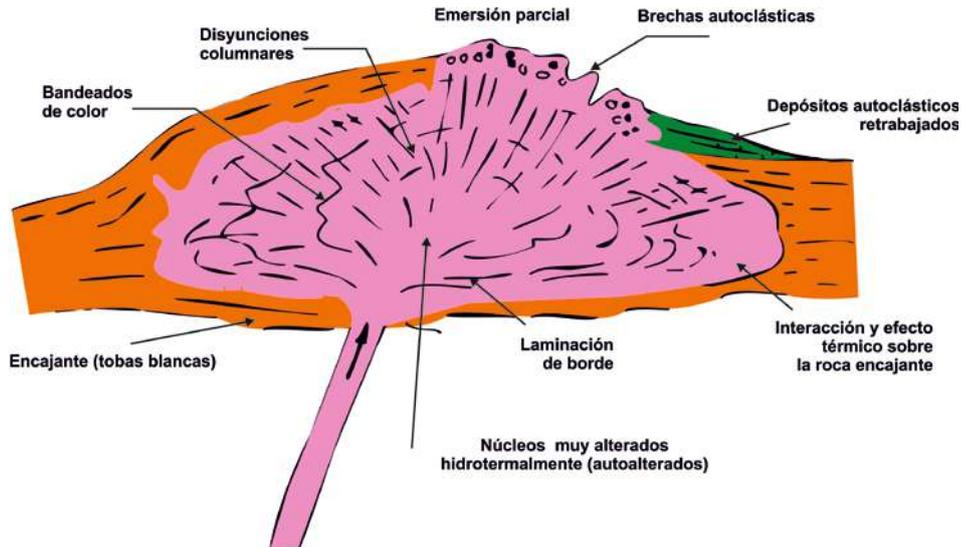


Figura 2. Esquema general de un domo volcánico.

A veces la presión en el interior del volcán llega a ser tan fuerte que provoca una peligrosa explosión que rompe la cúpula y arroja material generando en las laderas un depósito de rocas volcánicas que se denominan ignimbritas o piroclastos (literalmente "rocas de fuego"). Es frecuente que en las laderas del volcán alternen sucesivamente depósitos de rocas explosivas o ignimbritas con depósitos de coladas de lavas que se han derramado lentamente desde el cráter del volcán laderas abajo en forma de coladas. Una vez terminada la actividad volcánica, la erosión de los materiales que envuelven el domo, cenizas y otros productos de explosiones volcánicas más blandos, puede hacer que aflore en el relieve.

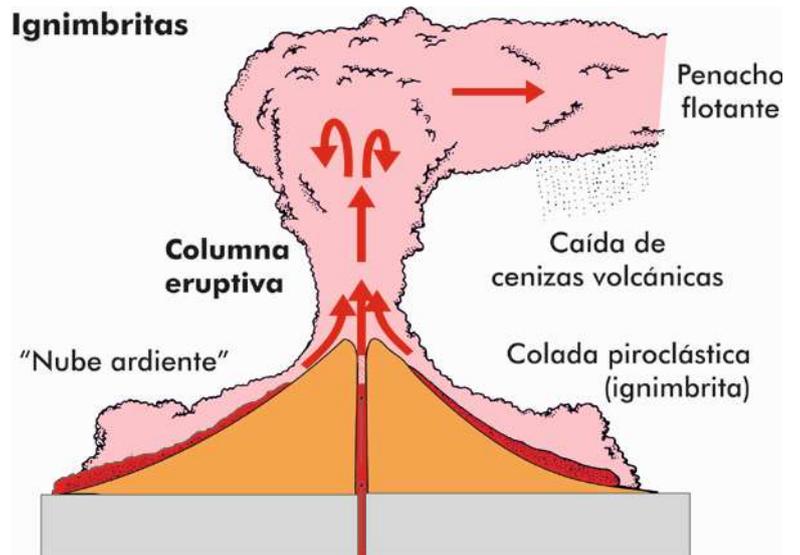


Figura 3. Esquema idealizado de la formación de las ignimbritas

El cerro de Vela Blanca es un magnífico ejemplo de domo de naturaleza andesítica en el que se observa como las cúpulas de las chimeneas encajan en otros materiales volcánicos de origen explosivo. Asociados a los domos volcánicos suelen ser frecuentes algunas estructuras muy curiosas, como las "disyunciones columnares", que se describen en Punta Baja, donde ofrecen posiciones más accesibles para su estudio y observación.

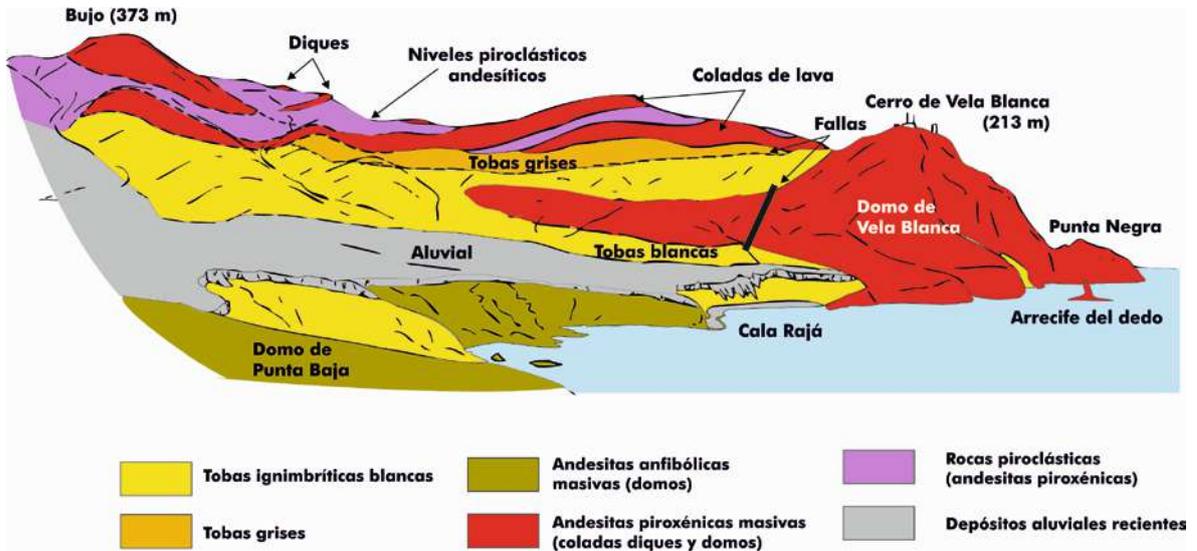


Figura 4. Interpretación geológica del entorno del cerro de la Vela Blanca.

La “Vela Blanca”, la mancha que da origen al nombre del cerro, se produjo por la alteración de los materiales volcánicos explosivos, que por la acción de las aguas de elevadas temperaturas procedentes del interior de la tierra y por las aguas marinas infiltradas recalentadas en el centro de emisión volcánico se transforman en arcillas blanquecinas (ver Bentonitas del Morrón de Mateo).

Desde la antigüedad el cerro de Vela Blanca ha constituido un excelente punto de observación de la costa de Cabo de Gata, muy útil para controlar posibles incursiones no deseables por mar. En 1767, en tiempos de Carlos III, se construyó la torre de vigilancia que puede observarse en la cima. En la base del acantilado existe una cueva, solo accesible por barco, que ha dado origen a mil leyendas de piratas, corsarios y tesoros escondidos, aunque con certeza el gran tesoro que albergó en otras fechas fue la extinta colonia de focas monje que en su día habitaba este tramo de costa.

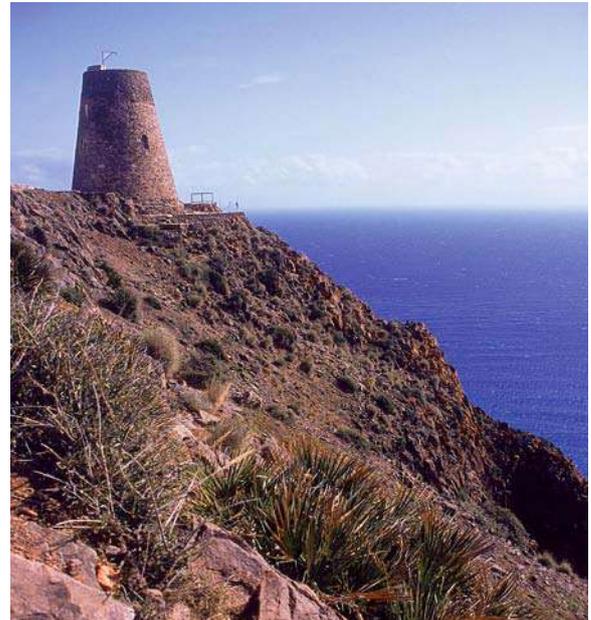


Figura 5. Torre de la Vela Blanca.

LAS DUNAS OOLÍTICAS FÓSILES DE LOS ESCULLOS (082)

La actividad modeladora del viento (la acción del sistema morfogénico eólico) es visiblemente significativa en el territorio de la Reserva de la Biosfera Cabo de Gata-Níjar por la importante acción ejercida sobre el modelado de sus paisajes litorales. Lo es en la actualidad y lo ha sido al menos desde hace unos cientos de miles de años, según constatan los registros geológicos existentes. Estos registros son básicamente dunas fósiles, muy bien representadas en la costa de la Reserva.



Figura 1. Imagen desde el mar de la playa de los Escullos, donde se reconocen antiguos trenes de dunas

Los sistemas dunares, tanto los actuales como los antiguos, se forman debido a la movilización de la arena de los sedimentos de playa por la acción del viento y a su posterior redepósito en la propia zona litoral al disminuir su capacidad transportadora ante la presencia de algún relieve u obstáculo. La posición, estructura y composición de los depósitos dunares ofrece, por tanto, mucha información sobre cómo eran las condiciones ambientales del mar y de la costa en el momento de su formación.

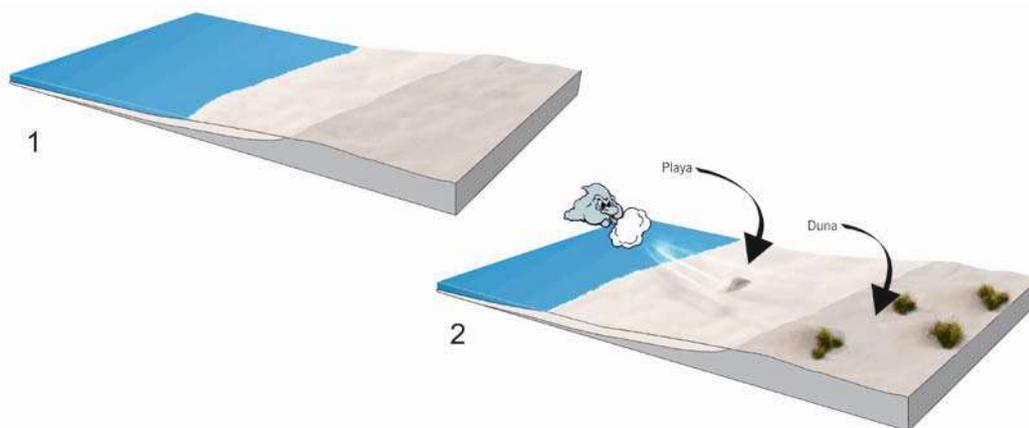


Figura 2. Medio sedimentario donde se forman las dunas

En la costa de Cabo de Gata se han identificado hasta tres fases de formación de dunas a lo largo del período Cuaternario. La fase más antigua tiene una edad comprendida entre 250.000 y 180.000 años y son dunas grises de composición similar a las actuales, aunque ya cementadas por procesos de carácter natural. Han pasado de ser sedimentos arenosos a afloramientos rocosos de arenisca, de ahí que se diga que son dunas fósiles, aunque conservan todas sus estructuras y características.

La segunda generación de dunas en la costa de Cabo de Gata tiene una edad comprendida entre 128.000 y 100.000 años. Son de tonalidades blancas y están también cementadas, fosilizadas. Estas dunas, sin embargo, son diferentes a las anteriores, se llaman dunas oolíticas, ya que la mayor parte de sus granos son oolitos. Los oolitos son pequeñas partículas esféricas que se forman en la actualidad en mares cálidos por agregación de carbonato calcio en capas concéntricas alrededor de un núcleo constituido por un grano de arena. Sabemos, pues, que la costa de Cabo de Gata era cálida hacia ese periodo, coincidente con el último interglacial.

Los afloramientos de dunas fósiles oolíticas, correspondientes a la segunda generación, son bien visibles en toda la línea de costa de la Reserva, especialmente en la Playa de los Genoveses o en el Playazo de Rodalquilar y en todo el bajo relieve costero del tramo de la Isleta y Los Escullos. Sin embargo, de todos ellos, la Playa del Arco, en Los Escullos, es el que ofrece más cómoda accesibilidad y mejores condiciones de observación. Sobre este bello afloramiento, un poco desplazado a poniente, se levanta el Castillo de San Felipe de Los Escullos.

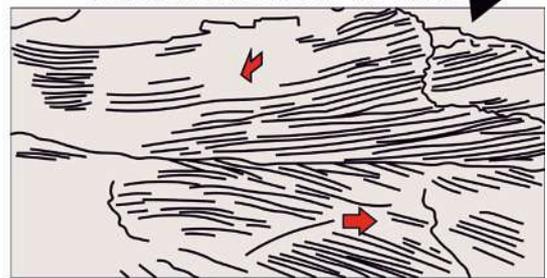
La tercera fase de formación de dunas comienza hace unos 6000 años y se prolonga hasta la actualidad (Ver Sistemas Dunares de la Desembocadura de de la Rambla Morales).



Detalle del afloramiento



Estructura interna de las dunas



Información tomada de C. Zazo, J. L. Goy, J. Baena, C. Dabrio

Figura 3. Interpretación geológica de los depósitos dunares de la playa de los Escullos.

FALLA DE CARBONERAS EN EL CABALLÓN (089)

De todos es sabido que la corteza terrestre está en constante movimiento, aunque a escala humana éste se produce tan lentamente que no solemos percibirlo. Tan sólo podemos percibir, por desgracia, algunos de los efectos más inmediatos e instantáneos de esos generalmente lentos y gigantescos movimientos tectónicos, como son los terremotos, los tsunamis y las erupciones volcánicas. Estos fenómenos geológicos suelen tener que ver con la actividad tectónica de importantes fallas.

Las fallas son fracturas o discontinuidades del terreno que se producen como consecuencia del juego de los esfuerzos tectónicos sobre las rocas corteza terrestre, y tienen mucho que ver con la formación de las montañas, los valles y con el relieve y el paisaje en general. La superficie de fractura se denomina *plano de falla* y facilita el movimiento de uno de los bloques de roca respecto del otro. La energía liberada en el movimiento y trasladada en forma de ondas a la superficie terrestre es el origen de los terremotos.

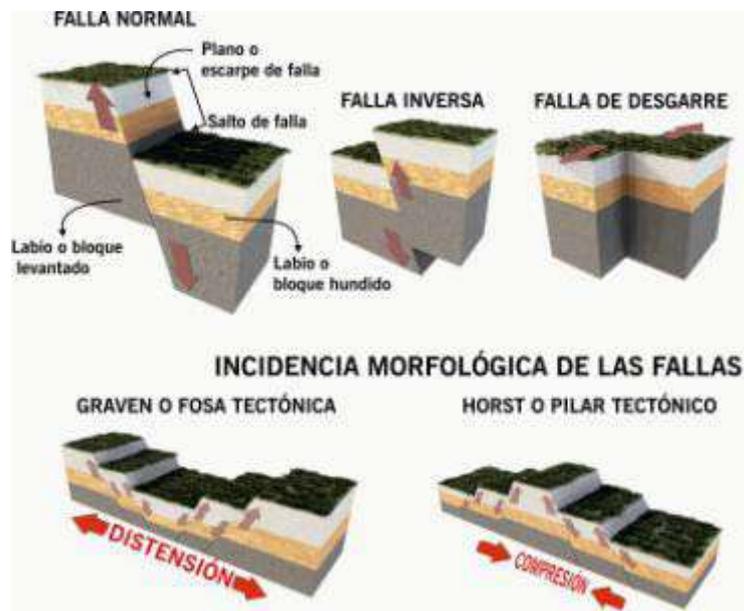


Figura 1. Tipos y elementos de una falla

Existen fallas muy profundas y otras más superficiales; las hay de carácter meramente local y otras de alcance regional; las hay inactivas, a las que no se les reconoce actividad en millones de años, y otras activas, consideradas así cuando ha tenido actividad durante el Cuaternario, es decir los últimos 2,6 millones de años. Estas últimas son de gran interés, en primer lugar porque los efectos de sus movimientos pueden tener consecuencias desastrosas para la humanidad y, en segundo lugar, porque su estudio es esencial para conocer la evolución neotectónica (reciente a escala geológica) de nuestro planeta.

Hay fallas que son mundialmente conocidas por su actividad e intensamente estudiadas, como la gran falla de San Andrés, que situada en la zona de contacto entre las placas Norteamericana y Pacífica recorre, con sus más de 1200 km, de norte a sur el estado de California (EEUU). Las zonas de contacto entre placas continentales son zonas sometidas a intensas tensiones tectónicas, lo que facilita la formación de grandes fallas y de sistemas de fallas activas.

Uno de estos grandes accidentes o fallas del terreno, por lo que a la Península Ibérica se refiere, y de gran interés científico debido a su actividad reciente, es visible en la Reserva de la Biosfera Cabo de Gata-Níjar: la falla de Carboneras o de la Serrata. Este accidente tectónico es responsable en parte de la configuración paisajística del territorio de la Reserva y su entorno y de que este ámbito corresponda, además, con una zona de una cierta sismicidad.

La falla de Carboneras es en realidad un gran sistema de fracturas, más o menos paralelas entre sí, de dirección noreste - suroeste que estructura parte del relieve actualmente emergido del sureste de la península Ibérica y se prolonga de modo submarino bajo el mar de Alborán. Este gran sistema de fracturas separa la región volcánica de Cabo de Gata del resto de la Península y forma parte del Sistema de Cizalla de las Béticas Orientales. Aunque no registra una sismicidad histórica e instrumental importante, muestra en superficie evidencias geomorfológicas de actividad reciente, lo que le otorga un especial interés científico. Corresponde a una fractura de “salto en dirección” o “de desgarre”, en la que un bloque de roca se desplaza lateralmente con respecto al otro bloque, y con escasa componente vertical, que es importante en las fallas normales y en las inversas. En conjunto, en la falla de Carboneras el bloque de Cabo de Gata se ha desplazado hacia el noreste con respecto al resto de la Península.

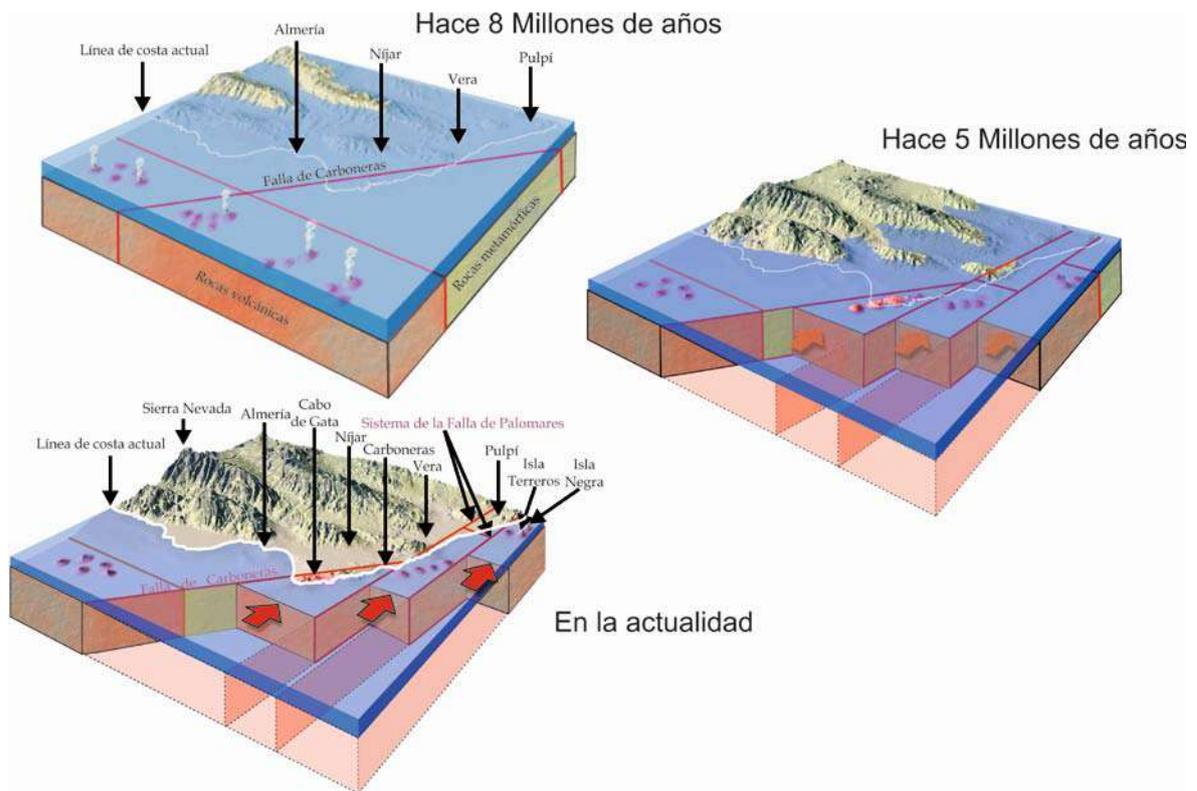


Figura 2. Esquema 3D que representa el movimiento ejercido por la falla de Carboneras.

La falla de Carboneras ha tenido un papel relevante en el modelado del paisaje del sureste almeriense. Este gran accidente tectónico es el responsable del acercamiento de gran parte de los relieves volcánicos de Cabo de Gata desde su lugar de formación, más al suroeste, hasta su posición actual. Gran parte de la costa de Cabo de Gata, debe su morfología y orientación a los mismos esfuerzos tectónicos que produjeron este sistema de fallas, con orientaciones noreste-suroeste de la línea costera. La Serrata de Níjar está flanqueada por estas mismas fracturas, cuyo reflejo superficial acentúa el borde casi lineal del relieve. En el Caballón pueden apreciarse fracturas de este sistema, separando rocas de edades y composición muy distintas.



Figura 3. Imagen del Caballón donde se reconoce la falla mediante el contacto entre materiales de distinta naturaleza y edad.

RELLANA DE MAJADA REDONDA (596)

En el enclave conocido como la rellana de Majada Redonda, situado inmediatamente al norte de la población de Presillas Bajas, en pleno corazón volcánico de la Reserva, se observa una geoforma muy peculiar que da nombre al paraje. Sobre los materiales volcánicos, esencialmente dacitas y andesitas con estructuras y texturas de brechas, coladas y domos, se labra una forma deprimida, una majada, de planta elíptica, casi circular, de algo más de un kilómetro de diámetro, rodeada de relieves más elevados también volcánicos, que ofrece así una morfología de cubeta casi cerrada u hoya, en el sentido geomorfológico del término.

Figura 1. Vista aérea de geoforma de Majada Redonda

La proximidad de esta geoforma a la conocida y estudiada caldera volcánica de Los Frailes, su morfología en hondonada circular y cerrada, la composición de las rocas en las que se labra y la naturaleza de sus alteraciones, ha condicionado que esta geoforma se asimile con frecuencia en la literatura al uso como una pequeña caldera volcánica.

Estudios más recientes han puesto de manifiesto, sin embargo, que el origen de dicha geoforma es fluvial, es decir, se trata de un modelado caprichoso producido por la erosión de los agentes meteóricos, lluvia esencialmente, sobre el macizo volcánico, acentuado y desarrollado a lo largo del tiempo por las propias escorrentías de ladera, que han terminado por albergar en el interior de la estructura una escueta rambla, cabecera de la rambla de Majada Redonda, que posibilita el lento vaciado de los materiales erosionados en los relieves circundantes.

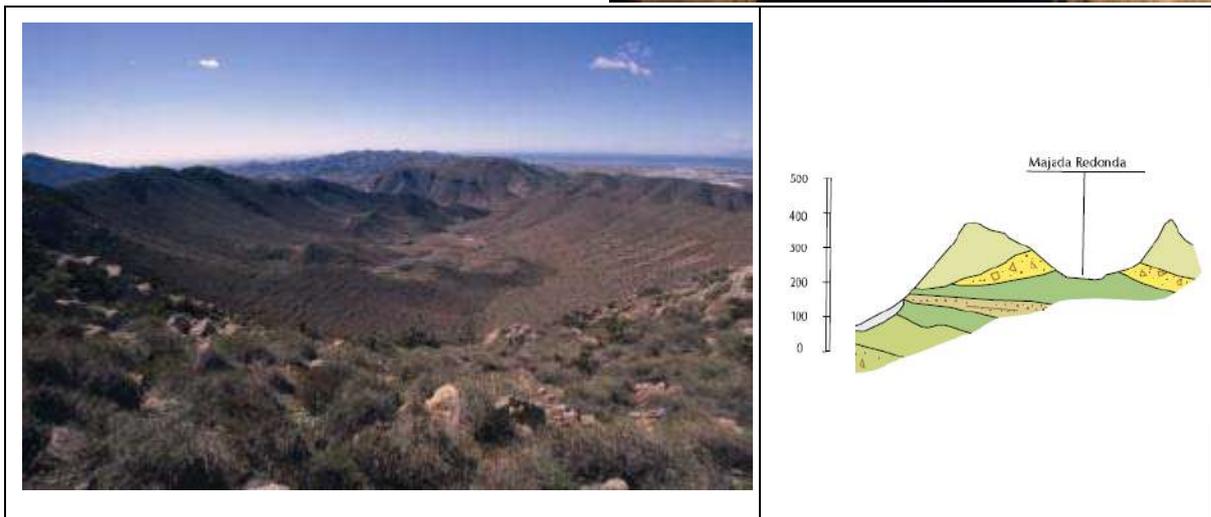


Figura 2. Vista lateral de la rellana interpretada erróneamente como una caldera volcánica (derecha). A su izquierda la interpretación geológica del cerro de Majada Redonda.

No se trata, por tanto, de una morfología de origen volcánico, sino de una geoforma caprichosa asociada a los dominios morfogenéticos fluvial y de laderas, y labrada o modelada sobre el macizo volcánico.

En Presillas Bajas arranca un sendero de 2,8 km de longitud que conduce hasta el mismo corazón de la majada y que se publicita como Sendero Caldera de Majada Redonda. Este agradable paseo de algo más de una hora de duración, permite disfrutar del paisaje volcánico característico de la Reserva y de algunos de los elementos naturales y culturales asociados a la explotación tradicional de este tipo de medios áridos. Junto a especies arbóreas tradicionales, como algarrobos, almendros e higueras, arbustos, como palmitos, única palmera autóctona de Andalucía, pitas, atochares, espartales y plantas aromáticas, pueden observarse restos de los cortijos tradicionales, como el de Los Berengueles, y elementos hidráulicos de interés cultural, como antiguos pozos y norias.

MEGARTESAS DEL RÍO ALIAS (095)

El río Alias es el único cauce fluvial de la Reserva de la Biosfera Cabo de Gata-Níjar que tiene agua o humedad constante en superficie. Este hecho contrasta fuertemente con el entorno semiárido en el que se ubica, lo que lo convierte en un enclave de gran singularidad por su belleza paisajística, riqueza biológica y cultural, y gran interés como recurso didáctico.

Figura 1. Interpretación en el río Alias.

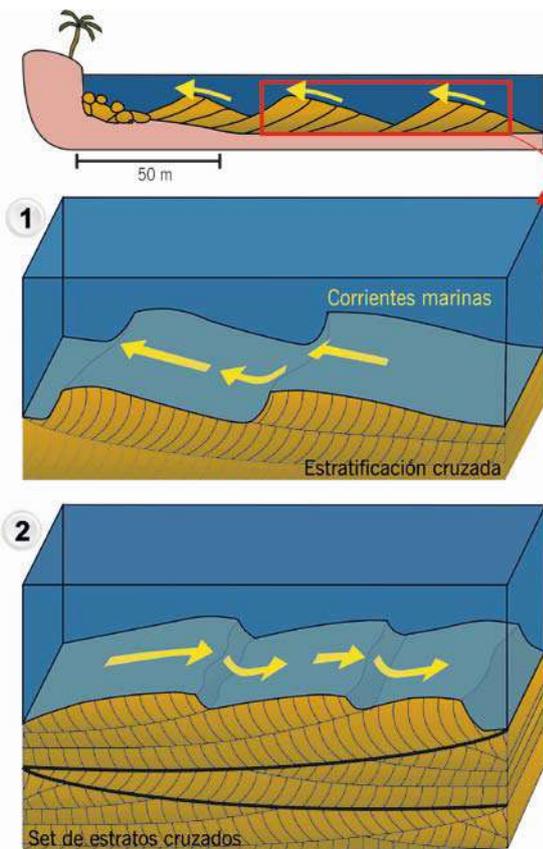
La presencia de agua a lo largo del cauce ha permitido el desarrollo de comunidades de ribera, con la existencia de alamedas, en las zonas más naturalizadas, que conviven con tarajales y adelfales, en zonas más antropizadas. Estos espacios ribereños presentan un alto valor ecológico, ya que acogen a una amplia variedad de especies de aves. Además del interés biológico, el agua que trascurre por el río Alias ha sido utilizada como recurso para la obtención de energía, construyéndose dos molinos hidráulicos, únicos en la Reserva de la Biosfera, situados en su margen izquierda, el molino de Arriba y el de Abajo.

Estas instalaciones, a pesar de su avanzado estado de deterioro, estuvieron en funcionamiento hasta finales de los años 70 del siglo XX, cuando interrumpieron su actividad como consecuencia del descenso en el caudal de agua del río. En la actualidad se está llevando a cabo un proyecto de rehabilitación y puesta en valor del molino de Arriba, con el fin de reconvertirlo en un espacio museístico relacionado con la cultura del agua.



Figura 2. Río Alias tras un periodo lluvioso (izquierda) y restos del Molino de Arriba (derecha)

El interés de este enclave natural se completa con la presencia a lo largo del río Alías, sobre todo en el entorno de la población del Argamasón y en el paraje de los Llanos de Don Antonio, de curiosas formas geológicas muy evidentes a simple vista, que se conocen como megartesas. Este término alude a “*estratificaciones cruzadas en artesa*”, al que se le antepone el prefijo mega, para referirse al gran tamaño que adquieren dichas estructuras, que en este caso es de varias decenas de metros (como se puede observar en las imágenes). Las *estratificaciones cruzadas en artesa* son estructuras internas de rocas de composición arenosa o conglomerática. Los granos que componen la roca se disponen en láminas paralelas inclinadas que se curvan para hacerse casi horizontales en la base de las estructura. Los conjuntos de láminas paralelas se cortan entre sí, con orientaciones cambiantes. Este tipo de estructura interna lo presentan las dunas subacuáticas (puede comprobarse “abriendo” una duna actual y viendo como es su interior) y son el resultado del proceso de amontonamiento de los granos de arena en las dunas por la acción de una corriente. Este amontonamiento se produce capa a capa (lámina a lámina) en la parte más pendiente de la duna que es la de sotavento: la corriente arrastra los granos pendiente arriba en la cara de barlovento (la de inclinación más suave) pero ya no puede moverlos en la cara protegida y allí se acumulan incrementado el tamaño de la duna. Los cambios en la intensidad o dirección de la corriente hacen que las dunas ya existentes se erosionen o cambien de orientación, lo que hace que cambien de orientación, y se corten unas a otras, sus láminas internas.



Este amontonamiento se produce capa a capa (lámina a lámina) en la parte más pendiente de la duna que es la de sotavento: la corriente arrastra los granos pendiente arriba en la cara de barlovento (la de inclinación más suave) pero ya no puede moverlos en la cara protegida y allí se acumulan incrementado el tamaño de la duna. Los cambios en la intensidad o dirección de la corriente hacen que las dunas ya existentes se erosionen o cambien de orientación, lo que hace que cambien de orientación, y se corten unas a otras, sus láminas internas.

Figura 3. Esquema de formación de las estratificaciones cruzadas)

Las megartesas del río Alías evidencian que allí hubo un estrecho marino ya que reflejan la existencia de grandes dunas formadas por arena que engloba muchos restos fósiles de organismos marinos. Los granos de arena son en muchos casos trozos de fósiles de algas o moluscos (almejas, caracolas, etc.). Trazando la disposición de las rocas con estas grandes estructuras, puede delimitarse un estrecho que, hace unos 4 millones de años, unía el extremo noreste de la Cuenca de Almería-Níjar con el Mediterráneo. En el Plioceno inferior, dicha cuenca era un entrante del Mediterráneo al que abría ampliamente por el sur entre la Sierra de Cabo de Gata y la Sierra de Gádor. En contraste, por el noreste, su comunicación con el mar abierto estaba reducida a un estrecho pasaje entre Sierra Cabrera y los relieves volcánicos por los que

actualmente discurre la carretera de Carboneras. El actual río Alías se mueve por un trazado similar al que ocupaba aquel brazo de mar y descubre las dunas que en su fondo se formaron.

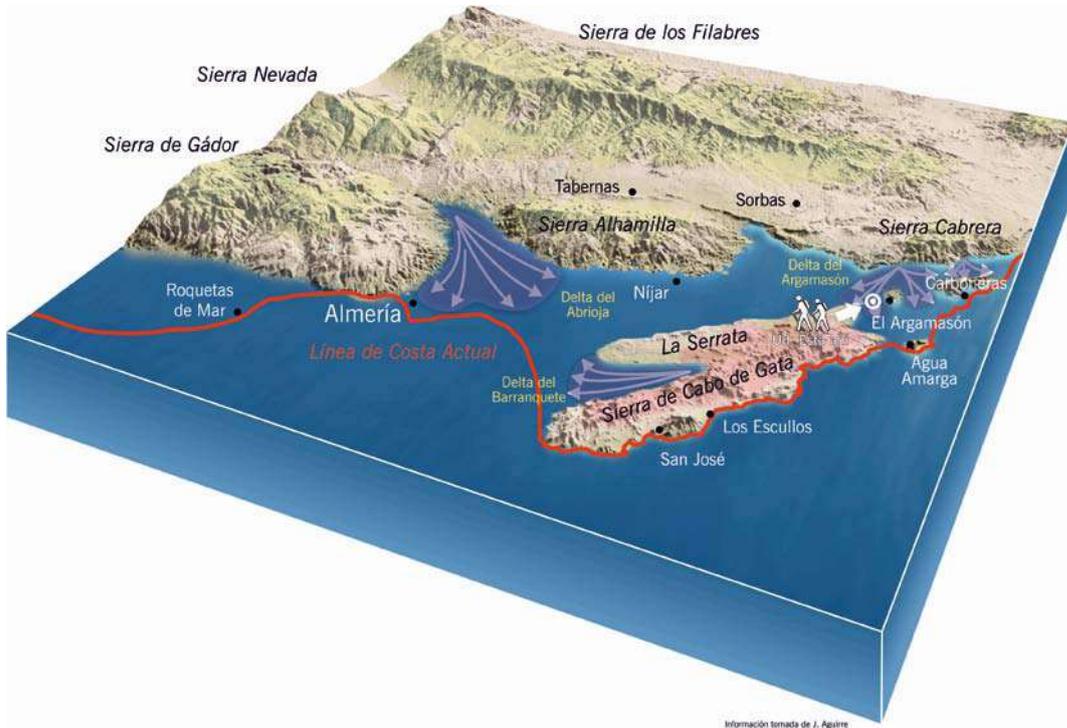


Figura 4. Paleogeografía de la parte de la provincia de Almería hace unos 5 millones de años.

Tras la emersión de toda la región de Cabo de Gata, la instalación de la red de drenaje y la erosión de los terrenos han provocado el encajamiento del río sobre los materiales marinos, en este caso las arenas de las dunas, originando un espectacular cañón cuyas paredes ofrecen una magnífica vista de las megartesas. Un sendero promocionado por la Reserva recorre el cauce del río Alías nos acerca hasta estas estructuras.



Figura 5. Estratificaciones cruzadas en el cauce del río Alías

A ambos lados del río, y como consecuencia del continuo levantamiento al que se ha visto sometida la región, la red de drenaje ha sufrido sucesivos encajamientos, con lo que ha dado lugar a la formación de un sistema de terrazas fluviales. Sobre éstas, se sitúan las zonas agrícolas, gracias a la productividad del suelo y a la disponibilidad de agua.

LAS MINAS DE ORO DE RODALQUILAR (071)

El valle de Rodalquilar y sus relieves circundantes forman parte de una gran forma volcánica: la caldera de Rodalquilar. Una caldera volcánica es una gran depresión de origen volcánico generalmente causada por el hundimiento de una cámara magmática. Suelen tener una forma aproximadamente circular o elíptica, con un fondo más o menos extenso y paredes verticales. Son estructuras parecidas a las de los cráteres volcánicos pero de mayores dimensiones y de diferente origen, ya que provienen del colapso de las rocas volcánicas, ya extrudidas y solidificadas, sobre la cámara magmática infrayacente que se ha ido vaciando conforme el magma ha ido saliendo a la superficie en forma de lava o de material explosivo (cenizas, brechas piroclásticas, etc.). La gran caldera volcánica de Rodalquilar tiene unos 4 x 8 km de envergadura.

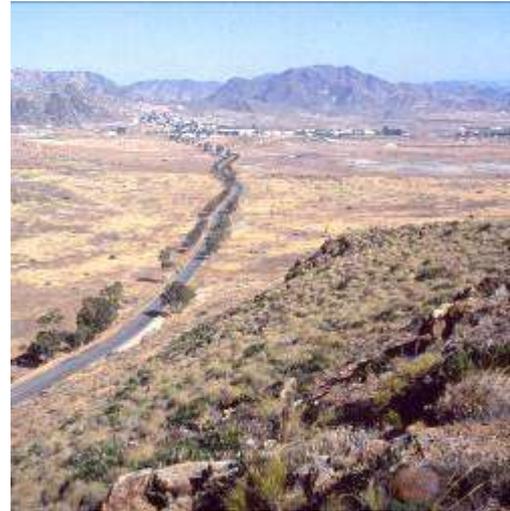


Figura 1. Vista general de la rellana de Rodalquilar. Al fondo los relieves volcánicos del Cerro del Cinto.

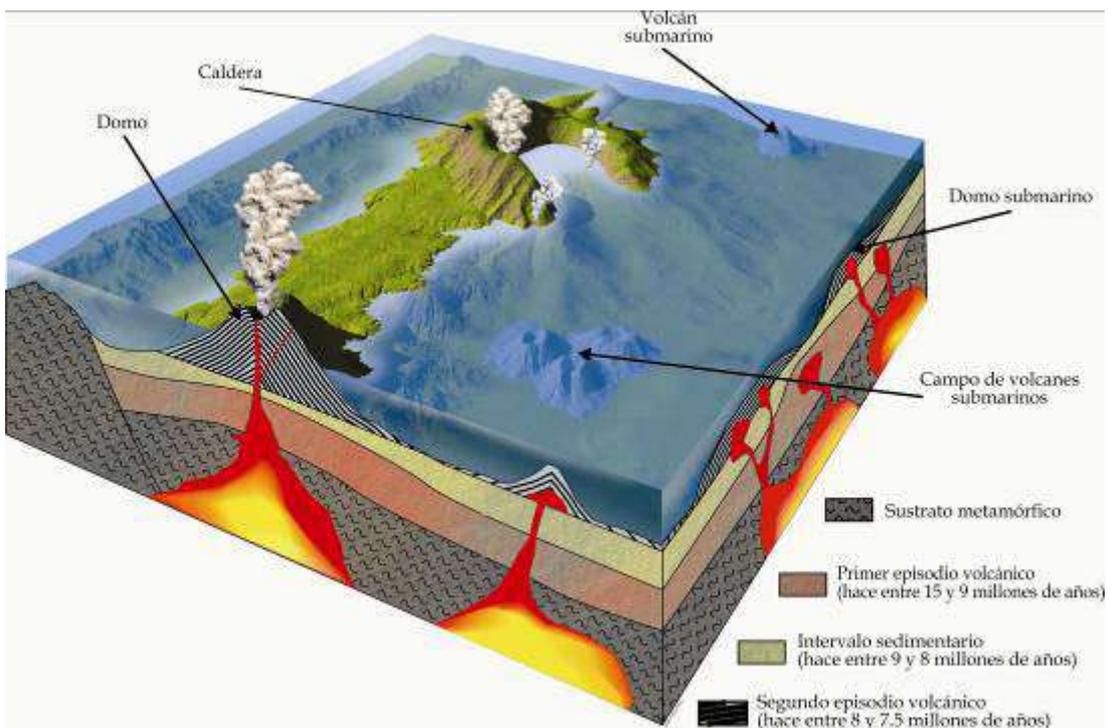


Figura 2. Idealización de una caldera volcánica, similar a la caldera de Rodalquilar

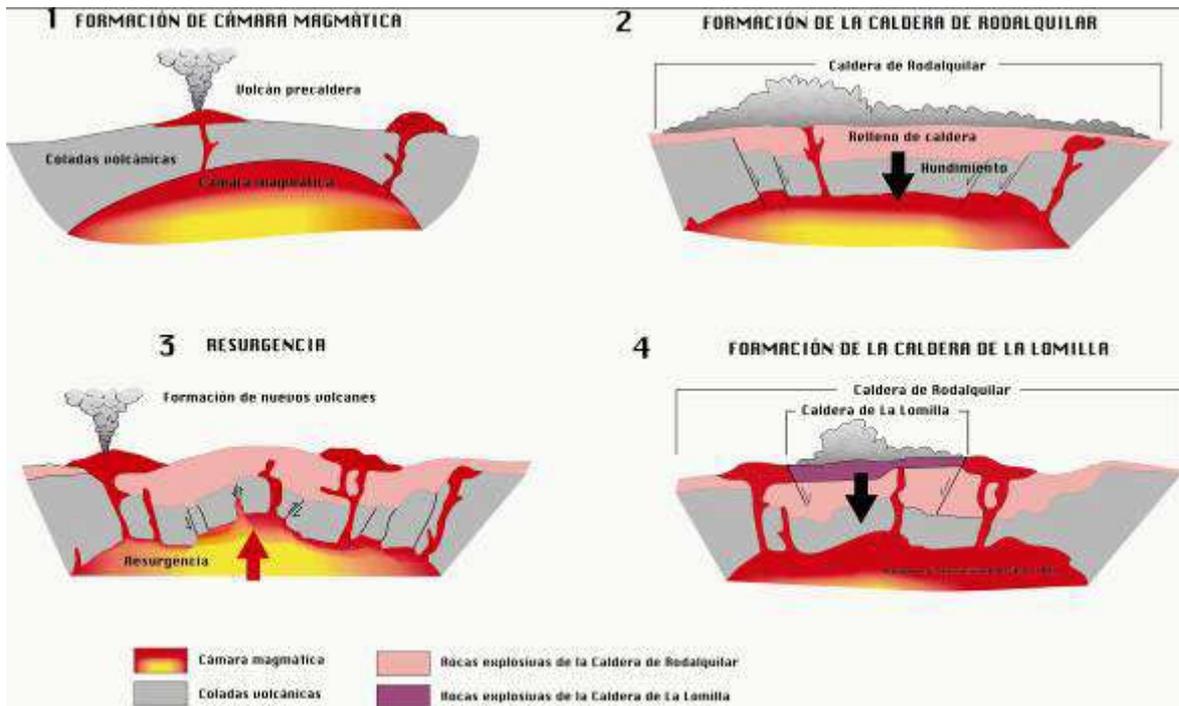


Figura 3. Formación de la caldera de Rodalquilar

Otra de las características típicas de las calderas volcánicas es que, a veces, están intensamente mineralizadas, como consecuencia del ascenso de fluidos calientes, llamados hidrotermales, cargados de elementos en disolución que precipitan en las fracturas o que alteran las rocas que atraviesan en su camino a la superficie desde zonas profundas de la corteza.

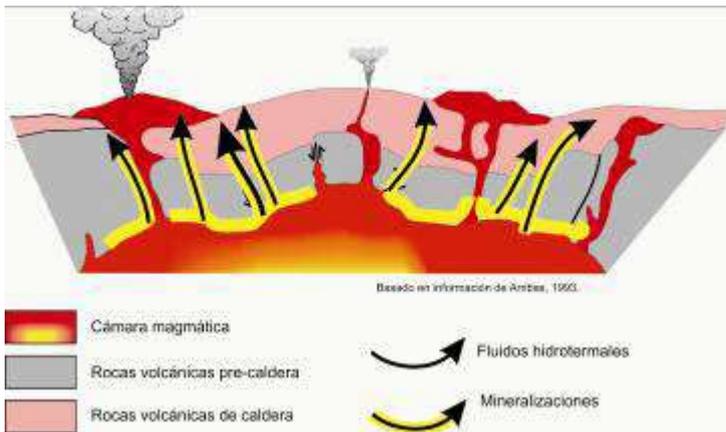


Figura 4. Sistemas hidrotermales asociados a la caldera de Rodalquilar



Figura 5. Las mineralizaciones forman el vetado de la roca.

La existencia de oro en Rodalquilar fue un hallazgo casual que se produjo a finales del siglo XIX en las explotaciones ya existentes de plomo y cinc, aunque la verdadera “fiebre del oro” no se desataría hasta las primeras décadas del siglo XX. Las primeras explotaciones fueron realizadas por compañías extranjeras, principalmente inglesas. El Estado decretó la incautación de las minas en 1940 y partir de ese momento se realizó un proceso minero industrial a gran escala. Para ello se construyó una de las plantas de tratamiento por aquel entonces más modernas de Europa: la planta Denver, que entró en funcionamiento en 1956.

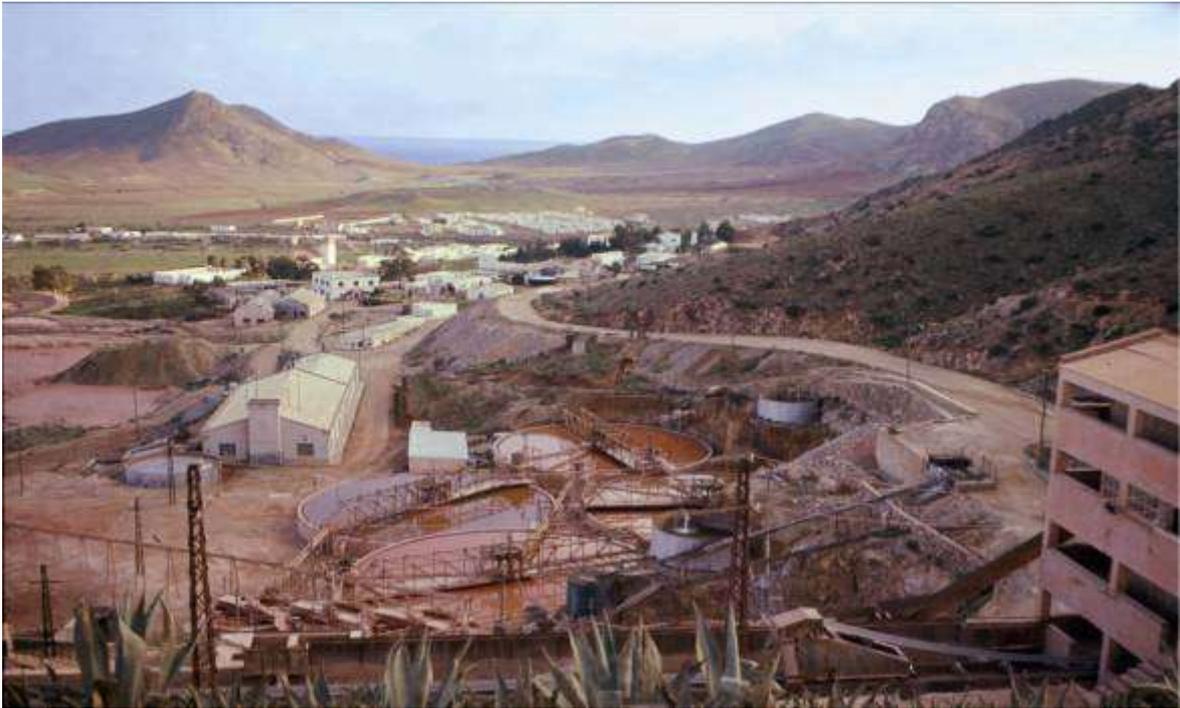


Figura 9. Planta DENVER en funcionamiento en 1964.

Rodalquilar vivirá su sueño dorado hasta 1966, fecha en la que finalizó la actividad minera. Llegaron a trabajar en las minas y sus instalaciones más de 700 personas. El poblado minero contaba con servicios nada frecuentes para su época, como cine, economato, club social, etc. Tras el cese de la actividad la población total de Rodalquilar descendió a 75 personas.

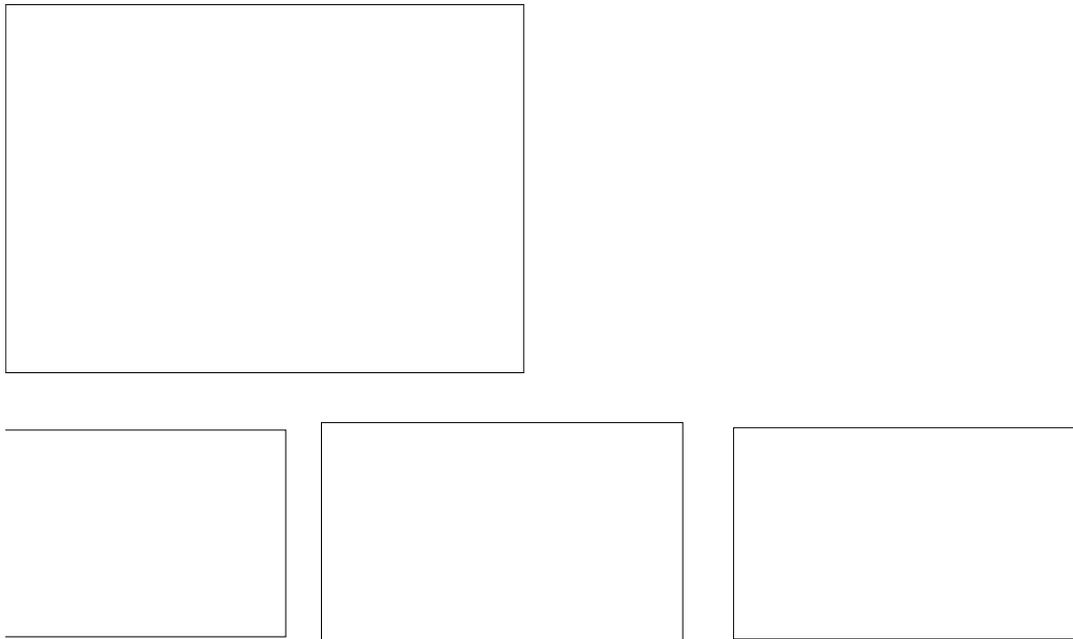
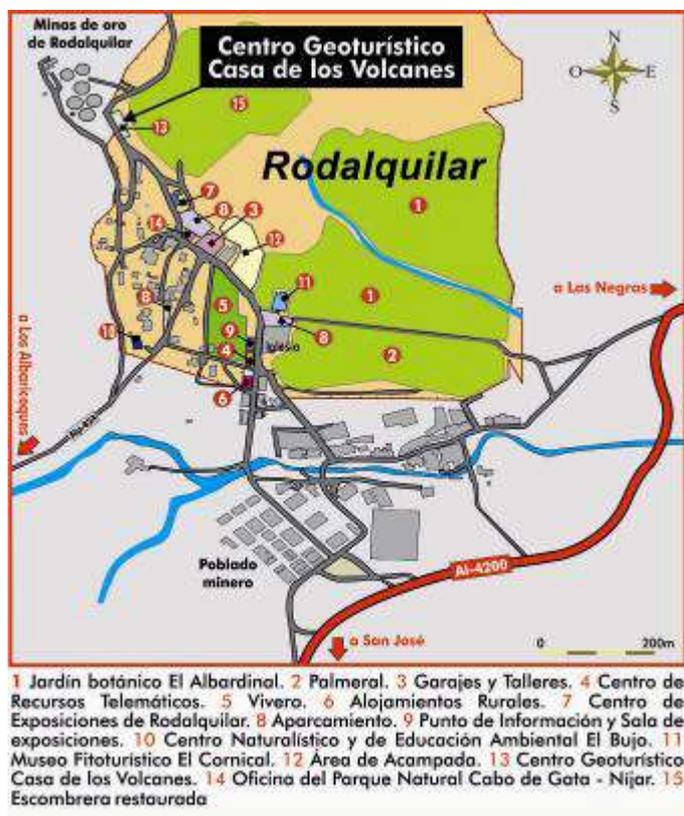


Figura 10. Imágenes de poblado de Rodalquilar en los años 50 del siglo pasado (arriba), la Escuela Nacional (abajo, izquierda), actividades infantiles (abajo, centro) y el Club Social (abajo, derecha)

El poblado minero de Rodalquilar se ha reconvertido hoy día, tras la rehabilitación y el reciclado funcional de sus edificaciones, en el Centro de Servicios Operativos de la Reserva de la Biosfera Cabo de Gata – Níjar y concentra un número importante de infraestructuras de uso público. Una de ellas, la Casa de los Volcanes, antigua casa de fundición, pretende ser un homenaje a la historia del tiempo minero vivido y ofrece abundante información sobre el origen volcánico de Cabo de Gata y de sus mineralizaciones. Son también de interés para el visitante el Museo Fitoturístico El Cornical y el Jardín Botánico El Albardinar, entre otras instalaciones.

Figura 11. Mapa de equipamientos públicos de Rodalquilar



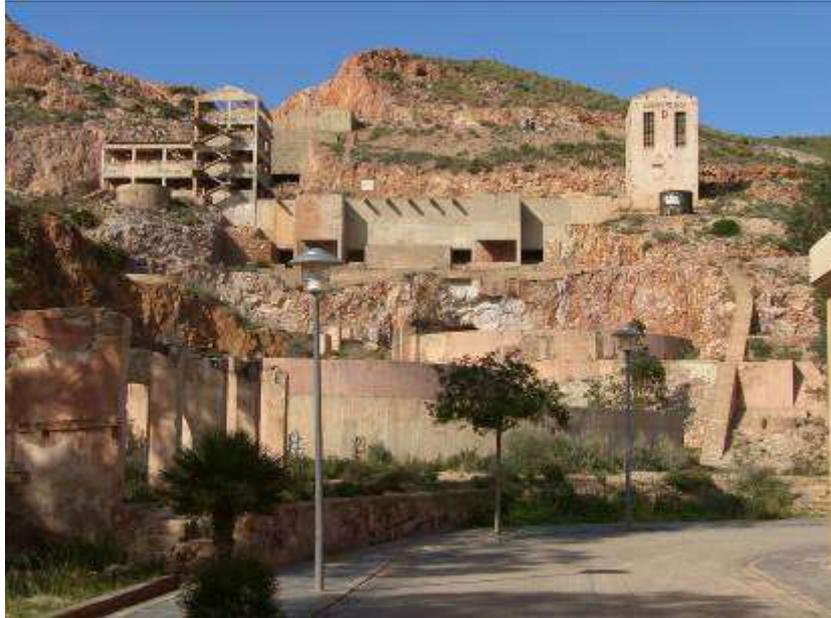


Figura 12. Las minas de Rodalquilar en la actualidad.

MORRON DE LOS GENOVESES (059)

El paisaje litoral de la Ensenada de Los Genoveses, articulado en torno a su paradisiaca playa, cerrada por bellos acantilados volcánicos, es considerado uno de más atractivos y sugerentes de la Reserva, y de los más apreciados por los visitantes, que reconocen la majestuosa belleza de su exótico y árido paisaje.



Figura 1. Ensenada de los Genoveses

Pero este enclave ofrece, además, un importante valor geológico, ya que en una zona no demasiado extensa se pueden apreciar diferentes elementos geológicos de interés, esencialmente la propia playa, los afloramientos de dunas oolíticas fósiles, que parecen emerger de entre las propias arenas de la playa, y los acantilados volcánicos que la cierran por sus extremos, los del cerro del Ave María, por el norte, y los del Morrón de los Genoveses, por el sur.

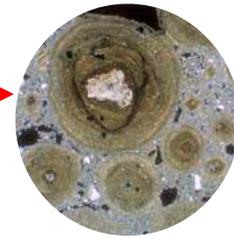


Figura 2. Morrón de los Genoveses

La playa de Los Genoveses, una hermosísima y extensa playa de casi dos kilómetros de longitud de fina arena volcánica, se ubica a unos dos kilómetros al sur del núcleo urbano de San José. Esta cercanía al casco urbano y su privilegiado entorno hacen que sea una de las playas más solicitadas por los visitantes de la Reserva, especialmente en época estival. Su nombre se debe, parece ser, a un acontecimiento histórico singular. Hacia 1147 la bahía de Los Genoveses dio refugio durante un fuerte temporal a la flota de guerra genovesa, que navegaba desde el levante para unirse al resto de las tropas cristianas pisanas, castellanas y catalanas, para, bajo el mando de Alfonso VII, atacar, sitiar y tomar la ciudad árabe

de al-Mariyya (Almería), y acabar así con las barrabasadas del corsario Maimono, al que acusaban de amenazar con sus sangrientas incursiones piratas el prospero comercio mediterráneo de la seda.

En la propia playa, los sedimentos arenosos tratan de enterrar, sin conseguirlo, unos afloramientos de roca más consistente, areniscas en este caso, muy duras y cementadas. Se trata de antiguos depósitos de dunas ya fosilizados, formados hace unos 100.000 a 120.000 años, cuando la línea de costa tenía una posición parecida a la actual, pero no idéntica. Están formados por unos pequeñas partículas llamadas "oolitos", que actualmente se forman sólo en las costas de mares tropicales, y, que, por tanto, nos hablan de las cálidas aguas que bañaban esta región hacia esa época (Ver Dunas Oolíticas de Los Escullos).



Los oolitos son pequeñas partículas esféricas que se forman por agregación de carbonato calcio en capas concéntricas alrededor de un núcleo constituido por un grano de arena en los fondos marinos de mares cálidos a poca profundidad.

Figura 3. Dunas oolíticas de la playa de los Genoveses

Paseando por el extremo sur de la playa se puede acceder hasta la base del Morrón de los Genoveses. El trayecto presenta cierta dificultad si no se dispone de calzado de agua, ya que el desplazamiento se realiza sobre la superficie de una hermosa rasa marina salpicada de estructuras erosivas, pozas, charcos, corraletes, pequeñas cavidades y oquedades, etc.

El tono oscuro del Morrón se debe a la andesita, un tipo de roca volcánica muy común en la Reserva y en las principales cordilleras volcánicas del mundo, como los Andes, de donde recibe su nombre. No obstante, el relieve volcánico del Morrón ofrece una sinfonía de llamativas estructuras volcánicas y de colores, desde el negro de la andesita hasta el blanco de las paredes labradas sobre cenizas volcánicas, alteradas a arcillas (ver Bentonitas del Morrón de Mateo). A veces la red de fracturas que atraviesa el macizo facilita la alteración de la roca, formando en superficie bellas estructuras geométricas que recuerdan en ocasiones a las telas de araña.



Figura 4. Vista general y de detalle del acantilado volcánico

La propia rasa es un elemento geológico de interés didáctico, ya que ayuda a comprender la evolución de estos paisajes costeros en el tiempo. La formación de la rasa marina es simultánea a la propia evolución del acantilado volcánico. Los acantilados son producto de diversas acciones morfogénicas, aunque el papel más significativo en los procesos de modelado y evolución de estas formas litorales se debe al ataque continuado e implacable de las olas, y en menor medida de las corrientes marinas litorales, sobre el macizo rocoso. La zona de batida de las olas se convierte en una zona de debilidad en la que con frecuencia se generan oquedades y cavidades o grutas, hasta terminar provocando el socavamiento de la base del acantilado y el posterior desplome de bloques de roca por gravedad, facilitado, a su vez, por el fuerte grado de fracturación de las rocas. La consecuencia, con el paso del tiempo, es que el acantilado retrocede lenta y progresivamente.

A la vez que el acantilado retrocede, la fuerza del oleaje actuará hasta dismantelar los bloques de roca desprendidos, a la vez que modela una superficie erosiva casi plana a los pies del acantilado, la rasa, caracterizada por la presencia de un extenso micromodelado de formas erosivas, como pequeñas cubetas, pilones, etc., que confieren a estos enclaves un extraordinario valor como hábitat singular y característico de innumerables especies marinas de fauna.

PALEOACANTILADOS DE LAS COVATICAS (098)

Charles Darwin es, probablemente, el naturalista más conocido e influyente de la historia. Su teoría de que la selección natural controla la evolución del mundo orgánico extendió la propia idea de la evolución y cambió para siempre no solo la biología sino la concepción del mundo de la cultura occidental. A pesar de su fama, poca gente sabe que Darwin era especialista en un grupo de organismos llamados balánidos. De hecho, dedicó mucho tiempo a estudiar estos animales y realizó varias publicaciones sobre ellos en los muchos años que transcurrieron desde que concibió sus ideas evolucionistas hasta que se animó a publicar “El origen de las especies”. A pesar de ser bastante comunes, los balánidos son uno de los muchos grupos de animales que nunca se incluyen en los contenidos biológicos de las enseñanzas básicas y medias y, por tanto, son unos desconocidos para el gran público. Son crustáceos cirrípedos (es decir, parientes cercanos de los percebes) y tienen el cuerpo cubierto por una serie de placas mineralizadas de calcita (carbonato de calcio) que pueden fosilizar con facilidad. Los balánidos que, tal vez, nos pueden resultar más familiares son los que aparecen como pequeños volcancitos blancos sobre las conchas de los mejillones.



Figura 1. Imagen de un balánido actual



Figura 2. Imagen de una balánido fósil,

Pues bien, a Darwin le hubiese impresionado el afloramiento de las Covaticas, ya que en esta localidad, entre los sedimentos que se formaron en el Plioceno, hace unos 4 millones de años, al pie de un pequeño acantilado, son muy abundantes los fósiles de balánidos. Este antiguo acantilado es uno de los muchos que hubo en las costas rocosas de una serie de islas volcánicas que se extendían en el margen noreste de la cuenca de Almería-Níjar, separando este entrante del Mediterráneo de la vecina cuenca de

Carboneras-Agua Amarga, situada al sur y abierta, a su vez, al Mediterráneo por el este.

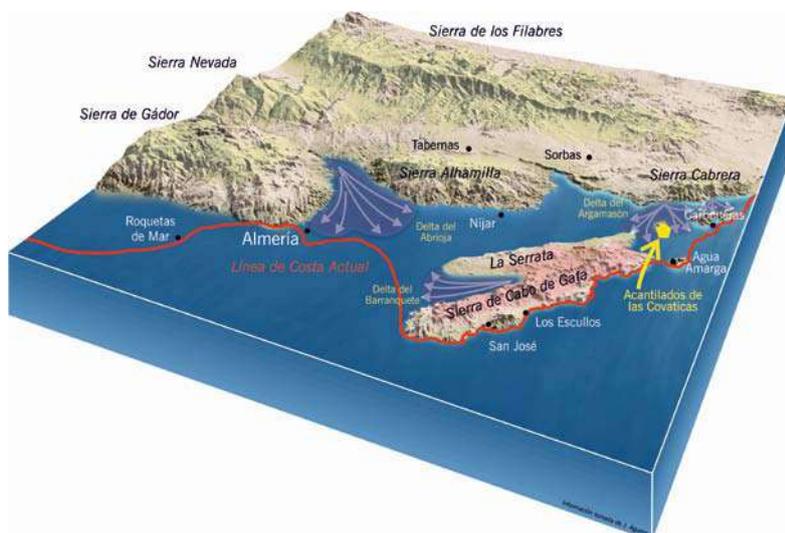


Figura 3. Paleogeografía de la provincia de Almería en el Plioceno (hace unos 4 millones de años). En la imagen se indica la posición de los acantilados.

En la base del paleocantilado de las Covaticas se acumularon bloques de las rocas volcánicas que constituían sus paredes y arenas y limos en las zonas un poco más profundas. Estos sedimentos incluyen una cierta variedad de fósiles de los organismos que allí vivían. Entre ellos, como se ha mencionado, destacan los balánidos que frecuentemente aparecen en grupos que crecieron sobre las conchas fósiles de moluscos. De estos últimos destacan las grandes conchas de *Isognomon*, un bivalvo muy frecuente en este tipo de depósitos. Hay también muchas algas rojas coralináceas y briozoos.

En conjunto, tanto las islas sobre las que se esculpieron los acantilados como los sedimentos que se acumularon en la base de éstos acabaron emergiendo del mar Mediterráneo por el constante levantamiento de la Cordillera Bética y de la región de Cabo de Gata. Ahora son rocas que la erosión ha expuesto a nuestra mirada y que nos permiten conocer cómo era la geografía de la costa almeriense en aquella lejana época y qué tipo de organismos vivían en sus aguas.



Figura 4. Acantilado de las Covaticas

LA PLATAFORMA ARRECIFAL DEL CERRO DE LA MOLATA DE LAS NEGRAS (087)

En cerro de la Molata de las Negras están magníficamente representadas las rocas sedimentarias que registran la historia geológica de la región de Cabo de Gata una vez extinguida la actividad de los volcanes, hace unos 8 millones de años.



Figura 1. Imagen desde el mar del cerro de las Molatas de las Negras

Este singular relieve se sitúa al sur de la población de Las Negras, y separa las cuencas de las ramblas del Cuervo, al norte, y la del Playazo de Rodalquilar, al sur. La mitad superior de su relieve presenta una coloración blanquecina que contrasta con el tono oscuro, casi negro, de su parte inferior, y de la de otros relieves de su entorno. La diferencia de color no sólo tiene que ver con el tipo de roca sobre el que se labra el relieve, volcánicas en este caso las de color negro y sedimentarias las de tonos grises o blanquecinos, sino también con su propio origen, con su historia.

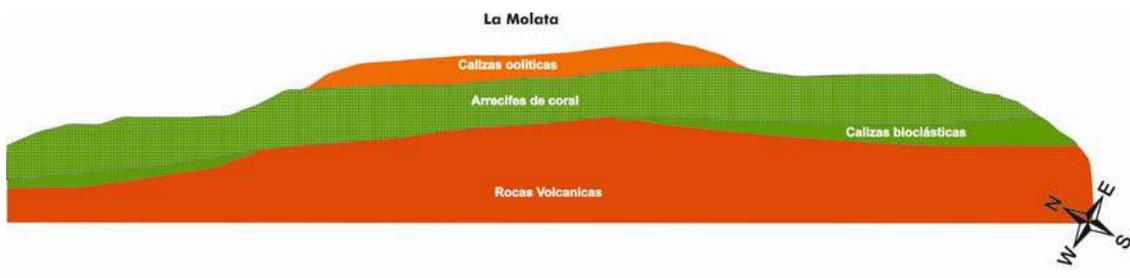


Figura 2. Interpretación geológica del cerro de las Molatas

Tras los últimos episodios volcánicos en Cabo de Gata, en el actual entorno de la población de Las Negras, el mar aún invadía terrenos hoy emergidos, conformando una amplia bahía o entrante de mar. En ella, sobre un sustrato de naturaleza volcánica se depositaban sedimentos marinos, primero calizas bioclásticas (Ver Sedimentos Marinos de Cañada Méndez) en unas condiciones climáticas y ambientales parecidas a las actuales, y, más tarde, hace unos 6 millones de años, formaciones arrecifales de coral, muy similares a las que actualmente se desarrollan en las cálidas costas de mares de latitudes tropicales.

El interés de estos de estos registros geológicos de carácter sedimentario es, por tanto, doble, por un lado indican con precisión la posición exacta de la línea de costa en el momento de su formación y, por otro, ofrecen información muy interesante sobre las características ambientales de ese periodo, muy diferentes a las actuales.

El mar era en esa época bastante más cálido, colonias de corales colonizaban la costa entorno a los relieves volcánicos emergidos y sobre los someros fondos del borde de la plataforma marina. Los pináculos de las colonias arrecifales daban cobijo a un sinfín de otros organismos marinos típicos de estos ambientales como peces, briozoos, conchas de bivalvos, algas rojas, erizos de mar, etc. La actividad biológica de todos estos organismos marinos propició la acumulación de sedimentos carbonatados, que darían lugar más tarde a la formación de calizas fosilíferas.

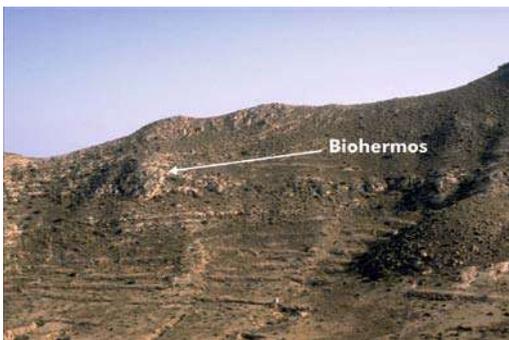


Figura 3. Imagen del cerro de la Molata, en la que se observa unos resaltes rocosos que se corresponden con los biohermos.

Tras sucesivos cambios tectónicos y climáticos, la región finalmente emergería dejando expuestos los sedimentos acumulados, que posteriormente sufrieron la erosión subaérea quedando reducidos a la parte alta de algunos cerros, como la Molata.

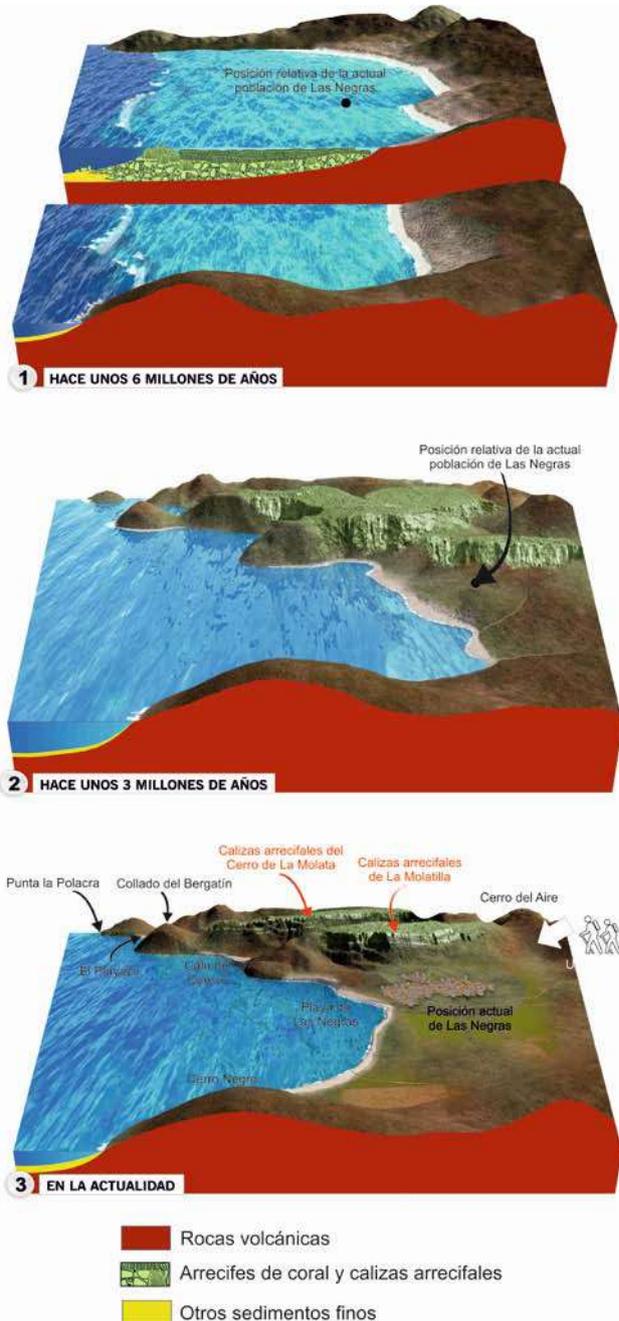


Figura 4. Esquema paleogeográfico del cerro de la Molata de las Negras

LA PLAYA DE BOLOS DE LAS NEGRAS (592)

Con independencia de su naturaleza geológica, o mejor deberíamos decir precisamente debido a su naturaleza geológica, esencialmente volcánica, la fachada litoral de la Reserva de la Biosfera Cabo de Gata-Níjar constituye uno de los tramos de costa más bellos, salvajes, naturales, y de mayor valor ambiental y cultural del Mediterráneo español, salpicado de un sinfín de imponentes acantilados que se alternan con ensenadas y playas no menos espectaculares.

Por lo que a las playas se refiere, Cabo de Gata es un muestrario natural. Las hay de toda condición y naturaleza, desde kilométricas playas de arena fina hasta diminutas calas con fina arena compuesta por restos diminutos de conchas marinas o por inverosímiles bolos perfectamente esféricos de roca volcánica negra; desde calas salvajes y naturales, muchas de ellas reconocidas como playas nudistas, a playas urbanas, aunque no por ello menos hermosas, con unos niveles de equipamiento y servicios muy satisfactorios; desde playas que han vivido acontecimientos singulares históricos, batallas, desembarcos, dramáticos naufragios, incursiones piratas y tragedias, a recónditas y minúsculas playas que apenas han recibido la visita humana; desde playas con un mero interés turístico, a playas con una gran valor ambiental, ecológico y geológico. Un sinfín de playas, todas hermosas, algunas únicas.

Una de las playas más singulares de Cabo de Gata es la playa de bolos de Las Negras, a pesar de no ser de las más valoradas para el baño por ser rocosa y de escasa profundidad. Y se trata de una de las más singulares precisamente por reunir unas cualidades muy interesantes desde casi todos los puntos de vista señalados anteriormente.



Figura 1. Las Negras. Al fondo el cerro de la Molata.

Las Negras es una bellísima población turística de ambiente pesquero, cargada de historias y leyendas, ubicada en el corazón de la Reserva en un entorno de singular belleza paisajística y valor cultural y natural, especialmente geológica. La ensenada de Las Negras queda enmarcada entre dos elementos geológicos de máximo interés, al sur los acantilados del singular relieve de la Molata de Las Negras (ver Plataformas Arrecifales de la Molata de Las Negras), cuya cara norte horada la rambla del Cuervo; al

norte, el espectacular acantilado volcánico de Cerro Negro (ver Andesitas de Cerro Negro). Ambas zonas de acantilados ofrecen bellos escenarios submarinos para los aficionados al buceo con snorkel y el submarinismo.



Figura 2. Cerro Negro, relieve volcánico que encierra la playa de las Negras por el norte (foto izquierda), y la Molata, formado por rocas sedimentarias (arrecifes), por el sur (foto derecha)

El sedimento de la playa de las Negras es muy peculiar, se trata de bolos esféricos de oscura roca volcánica, de tamaño medio similar al de una pelota de tenis, arrancados a los relieves volcánicos circundantes por los agentes erosivos y cincelados y casi pulidos por la paciente actividad del oleaje. Contribuye a la estabilización de su depósito la protección que ofrece a la playa una barrera natural de rocas, que recibe el nombre de “las Esperillas”, y que suaviza los fuertes temporales de levante.



Figura 3. Playa de bolos de las Negras



Figura 4. Molino de Arriba de las Negras

La parte norte de la playa se asienta sobre un pequeño delta conformado en la desembocadura de la rambla de Las Negras o de Las Agüillas. Esta rambla aporta los cantos que luego pulirá la acción del mar. Los sedimentos aluviales del delta son explotados mediante sistemas de terrazas conformando un paisaje agrícola tradicional de gran valor estético, salpicado de elementos hidráulicos tradicionales de alto valor etnológico, balsas, acequias, pozos, pozos-norias, etc.

La presencia histórica de agua en esta rambla tiene su origen en los manantiales de Las Negras, que alumbran a su cauce en el entorno de la población, unos kilómetros aguas arriba, en un paraje de huertas de singular belleza labrado en un barranco volcánico de gran valor geológico y estético.



Figura 5. El manantial de las Negras (izquierda) garantiza la presencia de agua en el cauce de la rambla y permite el riego de las huertas tradicionales en la desembocadura (derecha)

Desde las Negras pueden realizarse, además, rutas a pie de medio a un día de duración hasta enclaves tan sugerentes como la Cala de San Pedro, e incluso hasta Agua Amarga, encontrando en el camino algunas de las mejores calas de la Reserva, como Cala Enmedio y la cala del Plomo.

LITORAL DE MONSUL Y EL BARRONAL (054)

Además de ser quizá uno de los tramos de costa más conocido, visitado y valorado de la fachada litoral de la Reserva, el sector del litoral comprendido entre las playas de Mónsul y del Barronal constituye un auténtico laboratorio de geología al aire libre, un museo natural para el estudio de formas y procesos geológicos.



Figura 1. Panorámica desde el mar del litoral de Mónsul y el Barronal

Este pequeño entorno de la Reserva aglutina, en efecto, un conjunto de rasgos geológicos de gran interés didáctico y científico. Éstos son esencialmente tres: sus afloramientos volcánicos, las playas actuales, de una belleza inigualable, y la gran duna de Mónsul, uno de los iconos turísticos más solicitados de la Reserva como escenario natural de rodajes cinematográficos y spots publicitarios.



Figura 2. Visitantes adentrándose en la playa de Mónsul

Los volcanes del Barronal:

Los afloramientos volcánicos del entorno de Mónsul y del cerro del Barronal ofrecen ejemplos magníficos de tipos de rocas frecuentes en Cabo de Gata: brechas piroclásticas, aglomerados y lavas. Estos materiales tuvieron su origen en erupciones submarinas producidas hace aproximadamente de 10 a 12 millones de años, desde volcanes sumergidos.

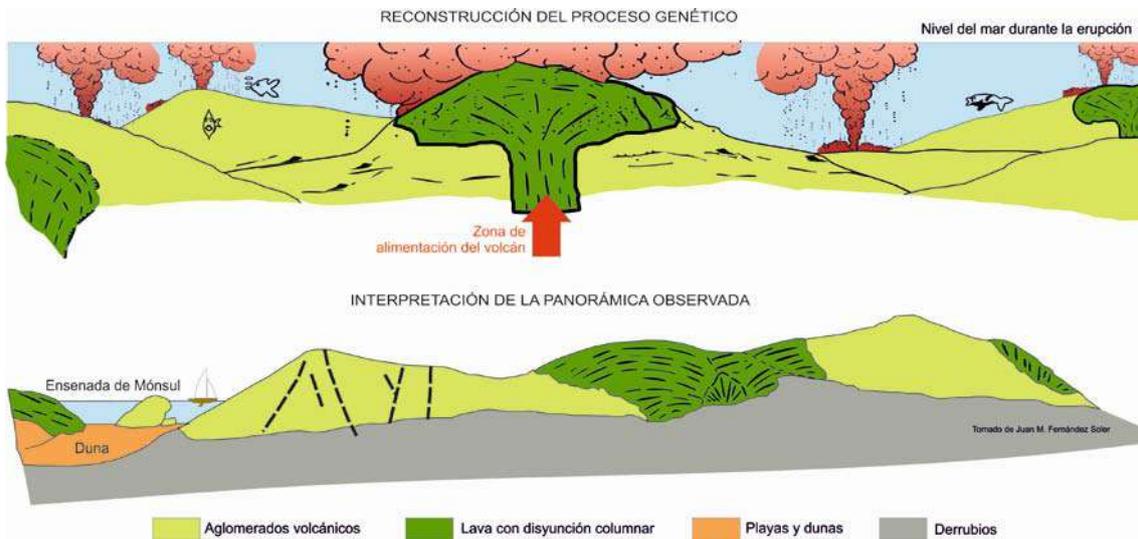


Figura 3. Reconstrucción e interpretación de los volcanes de Mònsul

Las brechas piroclásticas (literalmente “piedras de fuego”) son un tipo de roca formada por cantos angulosos de roca volcánica, con diámetros que van desde milímetros a metros en ocasiones, englobados en una matriz más fina, tamaño, arena o arcilla, también de origen volcánico. Corresponden a los productos arrojados por los volcanes en las explosiones, en los que se mezclan cenizas, partículas de tamaño arena, y fragmentos de diverso tamaño arrancados de las paredes del punto de emisión. El material volcánico arrojado, una vez producida la explosión, se sedimentaba en el fondo marino en capas superpuestas.

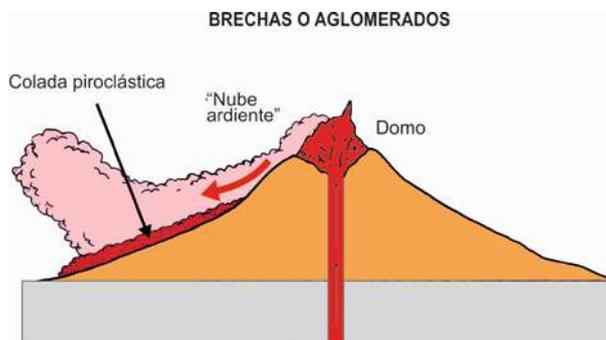


Figura 4. Esquema de formación de las brechas o aglomerados volcánicos

En emisiones más tranquilas, sin embargo, el material se derramaba lentamente desde el cráter ladera abajo en forma de coladas de lava (generalmente andesíticas), o llegaba a solidificar en la chimenea o cerca de la superficie sin llegar a extruir, formando un domo (ver Domo de la Vela Blanca). En este caso las rocas suelen presentar unas estructuras muy típicas y características, denominadas “disyunciones columnares (Ver Disyunciones Columnares de Punta Baja). Son largos prismas de roca volcánica de sección hexagonal producidos por retracción de la lava al enfriarse lentamente.



Figura 5. Disyunciones columnares

Los aglomerados volcánicos son unas rocas constituidas por bloques de lava, de bordes redondeados, rodeados por una “pasta”, una matriz, de composición similar. Se forman cuando una lava viscosa, como las de composición dacítica (ver Dacitas de la Punta del Santo) de los aglomerados de Mónsul, se va enfriando y consolidando mientras sigue fluyendo. Partes parcialmente consolidadas son desplazadas en el seno de la lava, formando “cantos” redondeados, hasta que el conjunto se detiene y se enfría.

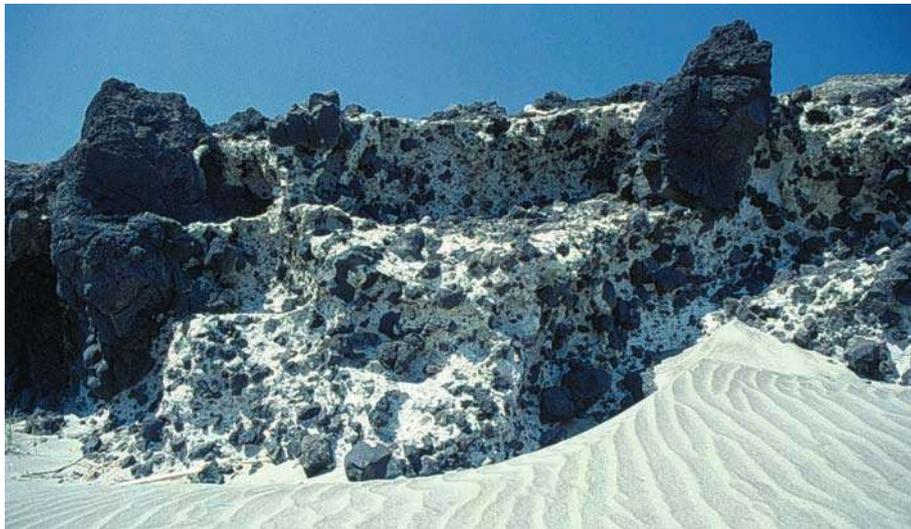


Figura 6. Aglomerados volcánicos

En las laderas del cerro del Barronal pueden verse magníficas secuencias volcánicas en las que alternan niveles de rocas explosivas (brechas) y de lavas, así como extraordinarios ejemplos del cortejo de texturas y estructuras que suelen ofrecer este tipo de rocas.

Duna de Mónsul

Si los materiales volcánicos descritos anteriormente tienen edades cercanas a los 10 o 12 millones de años, este privilegiado entorno expone también rasgos de interés debidos a procesos geológicos mucho más recientes, acaecidos hace sólo miles o cientos de años, incluso actuales, es decir, son procesos vivos.

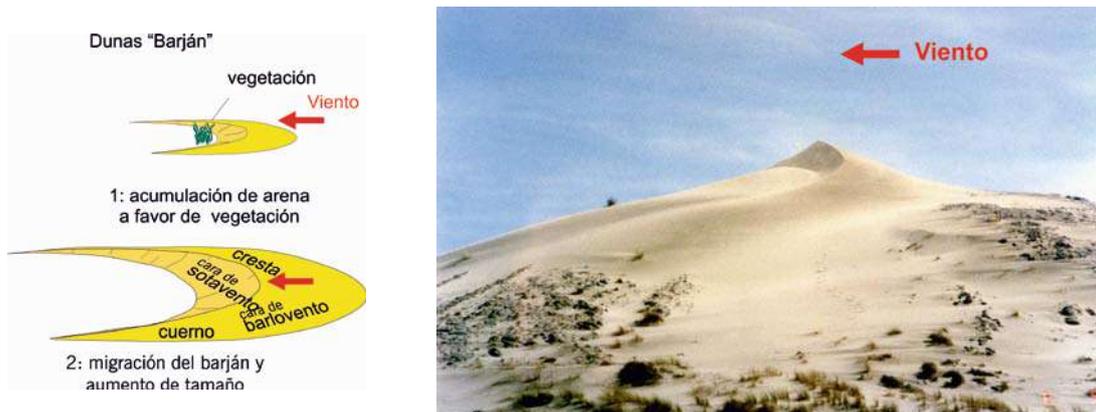


Figura 7. Esquema de formación de las dunas “barján” e imagen de detalle de la duna de Mónsul

Y una de las formas vivas más reconocidas en la Reserva es la fotogénica duna “barján” de Mónsul, o del Barronal. Son varios, y de diferentes orígenes genéticos, los tipos de dunas actualmente vivas que expone el frente litoral de Cabo de Gata (ver Dunas del Pocico – Las Huertas). Todas ellos tienen su origen en la acción del viento, que levanta y moviliza los depósitos arenosos acumulados en las playas y las barras litorales y los re-deposita en forma de dunas, que no son otra cosa que formas de acumulación de la arena.

La duna de Mónsul es una duna de tipo “barján” que se apoya sobre un relieve volcánico. Este tipo de duna posee dos cuernos enfrentados apuntando en la dirección del viento (en sentido sotavento). El lado de barlovento, azotado por el viento, es más suave (una pendiente de unos 15 grados) y por él ascienden las partículas de arena hasta alcanzar la cresta, donde caen por la escarpada cara de deslizamiento al otro lado. Si el viento sopla muy fuerte, puede verse una nube de arena superando la cresta.



Figura 8. Duna de Mónsul

Playas de Mónsul y el Barronal

Las playas de Mónsul y del Barronal están constituidas por depósitos de fina arena volcánica, procedente de la propia destrucción de los acantilados volcánicos. La arena es redistribuida a lo largo de la costa por el efecto del oleaje y de las corrientes que genera.

Ambas playas aparecen cerradas por oscuros acantilados volcánicos de singular apariencia y belleza, modelados por el efecto imperturbable del constante del oleaje. Algunas de estas sugerentes formas son auténticos íconos de la Reserva, como la gran roca volcánica que se sitúa en medio de la playa de Mónsul, conocida popularmente como “la peineta”, o los acantilados con “visera” que cierran la playa hacia poniente.



Figura 9. Panorámica de las playas de Mónsul y el Barronal.

El encanto de estas playas no deja indiferente al visitante, como tampoco a consagrados directores de cine. Estos parajes cautivaron al mismísimo Steven Spielberg, y en sus arenas se han filmado escenas de afamadas películas como Lawrence de Arabia(David Lean, 1962), Las Aventuras del Barón de Munchausen (Terry Gilliam, 1988), El Hombre que Perdió su Sombra (Alain Tanner, 1991) o El Camino de los Ingleses (Antonio Banderas, 2006).

PLAYAS FÓSILES DE RAMBLA AMOLADERAS (036)

La llanura litoral de Almería, y particularmente el entorno de la rambla de las Amoladeras, alberga registros geológicos de gran importancia científica para reconstruir y comprender la evolución de la línea de costa mediterránea, debida al levantamiento tectónico de la región y a los ascensos y descensos del nivel global del mar, a lo largo de los últimos 250.000 años, un intervalo de tiempo que se corresponde con el final del Cuaternario antiguo o Pleistoceno. Los cambios del nivel del mar a nivel global se deben cambios del clima de la Tierra.



Figura 1. Esquema paleogeográfico de la Bahía de Almería

A lo largo de la historia de la Tierra se han producido cambios climáticos muy importantes, a veces drásticos, que han afectado a toda la superficie del planeta, y a la vida que en ese momento albergaba. Los mejor conocidos, por ser los más recientes y, por tanto, por disponer de registros geológicos mejor conservados, son los que conocemos comúnmente como las glaciaciones del Cuaternario.

Una glaciación es un periodo de larga duración, miles de años, cientos de miles a veces, en el cual la temperatura global del clima de la Tierra desciende intensamente generando una expansión generalizada del hielo continental de los casquetes polares. Una consecuencia de esa expansión es la bajada del nivel de mares y océanos ya que una parte importante del agua queda inmovilizada en los casquetes polares en forma de hielo. A lo largo del Cuaternario ha habido diversos periodos glaciales, separados por otros, denominados interglaciares, en los que el clima más cálido favorece la disminución de la superficie de las masas de hielo polares, lo que tiene su reflejo en el ascenso generalizado del nivel del mar en todo el planeta.

Por tanto, la línea de costa del mar Mediterráneo no ha estado siempre en la misma posición que hoy conocemos. Ha habido periodos en los que ha estado más alta, y por tanto el mar invadía zonas hoy emergidas, y otros periodos en los que estuvo más baja, hasta más de un centenar de metros, en zonas hoy ocupadas por el mar.

Hay algo que, sin embargo, no cambia con el tiempo, y es que parte de los sedimentos que llegan a las cuencas marinas a través de los ríos como consecuencia de la erosión de las tierras emergidas circundantes, se depositan en el contacto tierra – agua en forma de depósitos de arenas, gravas y cantos con restos de fósiles marinos, a los que llamamos playas. Las playas actuales marcan la posición exacta de la línea de costa actual, es algo evidente. Pero por la misma razón, cuando observamos unos depósitos de playa antiguos tierra adentro, podemos deducir sin temor equivocarnos que esa era la posición de la línea de costa en el periodo de tiempo en el que se formaron esos depósitos de playa.

Pues bien, el encajamiento de la rambla de Amoladeras en su zona de desembocadura permite observar en el talud de su margen derecha, una secuencia de depósitos de playas antiguas, hoy ya fósiles, que corresponden a niveles o estratos de arenas, gravas y cantos con fauna marina, de edades comprendidas entre más de 250.000 y 95.000 años. Se trata de unos de los mejores registros de playas marinas fósiles de esa edad de toda la cuenca mediterránea.

Concretamente se pueden observar cuatro niveles superpuestos de playas fósiles, el más antiguo (A en el esquema de la figura 3) tiene una edad de más de 250.000 años, los otros tres (B, C y D) han sido datados en 180.000, 128.000 y 95.000 años de antigüedad.

Estas playas fósiles proporcionan información no sólo de la posición precisa de la línea de costa en el momento de su formación, sino de cómo eran el clima y la vida, las características medioambientales en su conjunto, de esta zona geográfica en el momento de su depósito, a veces bien diferentes a las actuales.

Figura 2. Esquema de la formación del sistema de terrazas de la rambla de las Amoladeras. En el dibujo se indica la posición del afloramiento que contiene los sedimentos correspondientes a las playas fósiles.

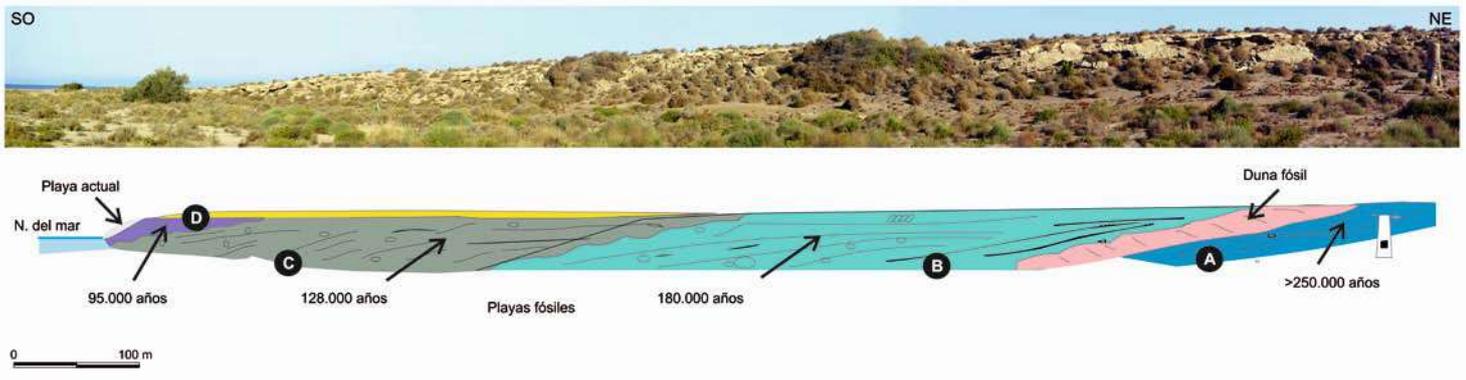
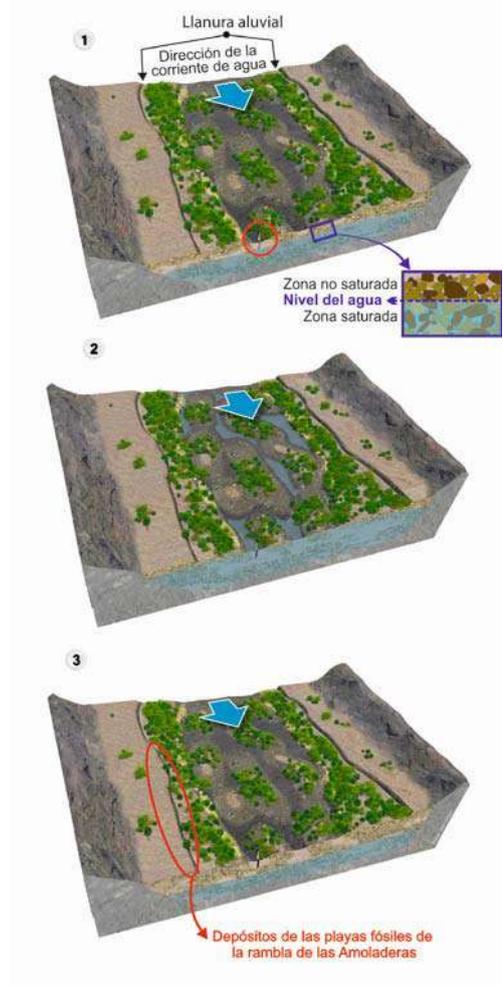


Figura 3. Corte interpretativo del sistema de playas antiguas tirrenienses en rambla Amoladeras, donde se observa la disposición escalonada de los niveles de playa antiguos.

Las condiciones ambientales en el periodo de depósito del nivel A de playa, hace más de 250.000 años, eran similares a las actuales. Sin embargo, durante el depósito de los niveles B, C y D, el clima era bastante más cálido que el presente, probablemente subtropical, y la temperatura del agua marina mayor. En los tres niveles, de hecho, se encuentran restos fósiles de un molusco marino, *Strombus bubonius*, que actualmente sólo habita en las cálidas aguas ecuatoriales de la costa oeste africana.

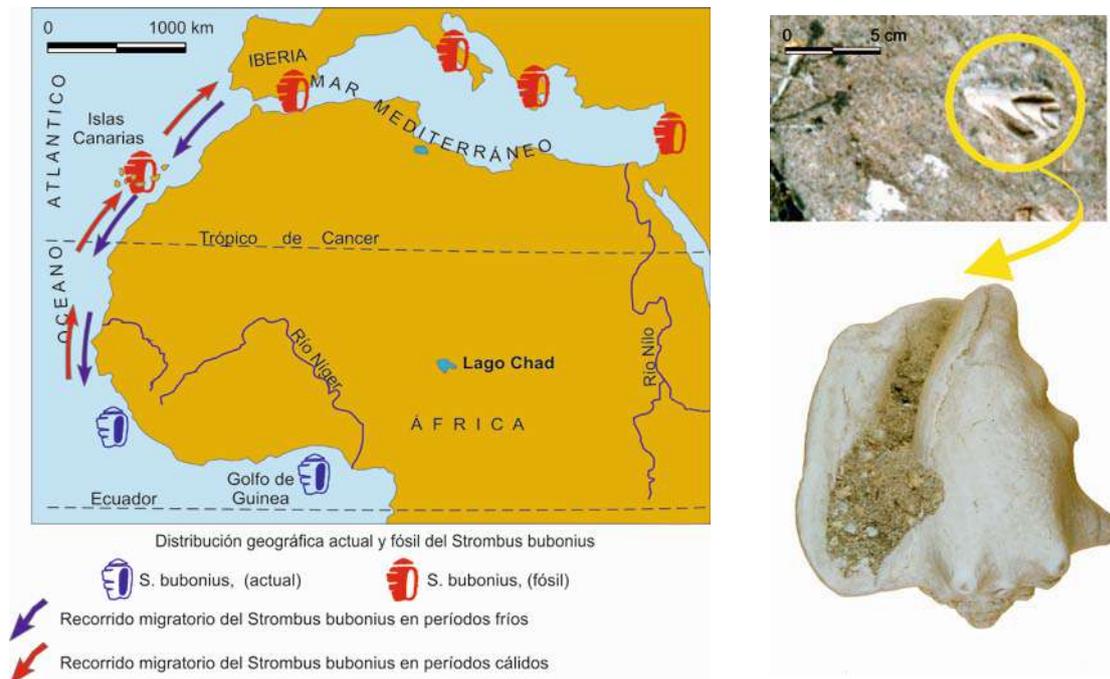


Figura 4. Mapa de distribución geográfica, actual y fósil, del *Strombus bubonius* (izquierda). Imágenes de los restos de un individuo erosionado (derecha, arriba) y de uno completo (derecha, abajo).

Los niveles de terrazas marinas fósiles de la desembocadura de la rambla de las Amoladeras son, por todo ello, un registro geológico de extraordinaria importancia científica y didáctica para comprender la evolución geológica, geográfica, climática y medio ambiental en general de la cuenca mediterránea en los períodos más recientes del Cuaternario.

EL PLAYAZO DE RODALQUILAR (589)

El playazo de Rodalquilar constituye uno de los enclaves de interés más apreciados de la Reserva de la Biosfera Cabo de Gata-Níjar, por dos hechos fundamentales. Uno está relacionado con la diversidad de rocas y sedimentos que afloran en este enclave y en su entorno inmediato, representativa de la variedad litológica y cronológica que ofrece la Reserva; y el otro, por la presencia de importantes recursos patrimoniales de carácter cultural en su entorno, que nos revelan la historia más reciente de este territorio.



Figura 1. Vista general del Playazo de Rodalquilar

El playazo de Rodalquilar se sitúa en la fachada litoral de la extensa ensenada de Rodalquilar, alojada a sus espaldas. Su morfología de cubeta, o rellana, con un fondo plano y rodeada de relieves, tiene que ver con su origen volcánico de este relieve, concretamente con el reflejo morfológico de la gran caldera volcánica: la caldera volcánica de Rodalquilar (Ver Caldera Volcánica de Rodalquilar), activa hace unos 11 millones de años. Finalizada la etapa volcánica, el mar invadiría el relieve volcánico, depositándose sobre él un conjunto de materiales sedimentarios marinos. Emergida definitivamente la zona, la ensenada se ha rellenado de una delgada capa de sedimentos continentales procedentes de la erosión de los relieves circundantes.

La playa actual expone a la acción de los agentes erosivos extensos arenales, que recubren a retazos un afloramiento rocoso bastante compacto de dunas oolíticas fósiles (ver Dunas de Los Escullos). Estas antiguas dunas se componen de granos formados por trozos de esqueletos de organismos marinos que fueron depositados en el fondo durante periodos en los que el nivel del mar era más alto que el actual. Además de este tipo de granos, las arenas de estas dunas fósiles contienen “oolitos” pequeños granos esféricos formados por la precipitación de carbonato cálcico alrededor de un núcleo, frecuentemente un trozo de un fósil. Si se observan con detalle las rocas expuestas se identifican restos de esta fauna marina, gracias a los cuales, los científicos han podido datar estos materiales. En el caso concreto del Playazo la edad de estas dunas está comprendida entre los 100.000 años y los 128.000 años de antigüedad.



Figura 2. Dunas oolíticas fósiles modeladas por los agentes erosivos.

Custodiando la playa hacia levante se erigen unos espectaculares acantilados, labrados sobre uno de los afloramientos más representativos de los materiales sedimentarios post-volcánicos de la Reserva. Consiste en arenas bioclásticas con abundantes restos de esqueletos calcáreos de organismos marinos, de una edad aproximada a los 6 millones de años (Mioceno superior, Messiniense).



Figura 3. Acantilados de calcarenitas protegen la costa por el levante

El valle de Rodalquilar es uno de los parajes de Cabo de Gata en los que una manera más intensa se reconoce la huella de la ocupación humana de esta costa a lo largo de la historia, visible hoy en forma de legado cultural. Esta riqueza patrimonial tiene que ver con la intensa actividad minera que ha vivido este territorio a lo largo de los tiempos, desde el Neolítico. En la actualidad los elementos más relevantes son la Torre de Los Alumbres y el Castillo de San Ramón. La Torre de Los Alumbres fue construida en 1509

con el objetivo de defender las minas de alumbre del valle de Rodalquilar de los ataques de piratas berberiscos. Su actividad permaneció hasta 1592, año en el cual dejó de funcionar como consecuencia del abandono definitivo de dichas minas. Posteriormente a esta fecha, la torre tuvo otros usos, el principal como torre de vigilancia costera. Su funcionalidad finalizó allá por 1768, coincidiendo con la construcción del Castillo de San Ramón, levantado más próximo a la costa. Se trata de una de las fortificaciones mandadas construir por Carlos III para la vigilancia y defensa de la costa almeriense de los ataques y saqueos piratas. En la actualidad es de propiedad privada. Detrás del castillo, junto a la senda, puede verse su aljibe.



Figura 4. Castillo de Rodalquilar, único edificio que queda de un complejo minero para explotar los alumbres de Rodalquilar.

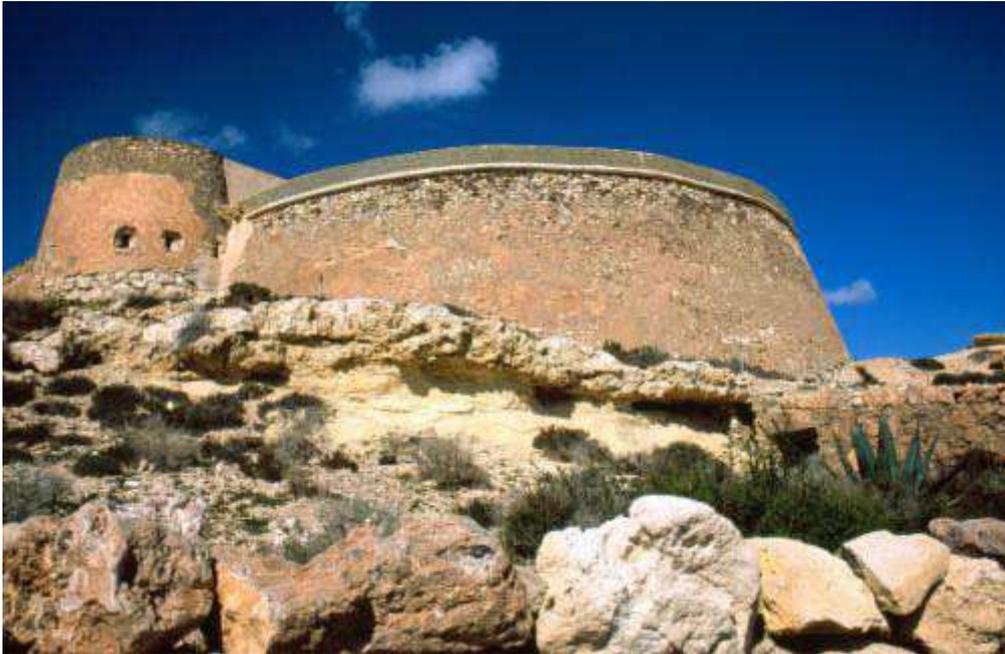
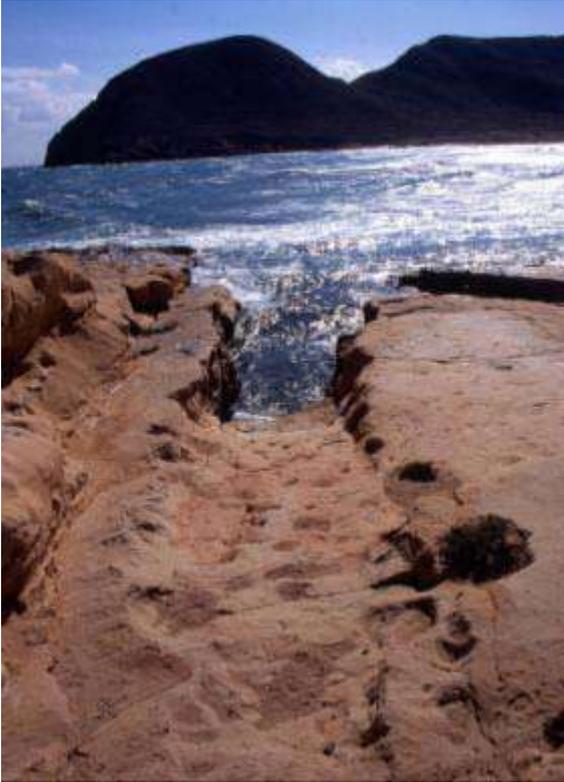


Figura 5. Castillo de San Ramón, custodia la rellana.



Otro de los recursos que se puede observar junto al pie del castillo, excavado en la propia roca, es el embarcadero del Playazo. Durante la segunda mitad del siglo XIX y primeras décadas del XX, el mineral extraído en las minas del Cerro del Cinto era transportado hasta este punto mediante carros y rehalas de burros para su embarque. También se embarcaba el material procedente de las canteras de adoquines volcánicos de Cerro Romero, visibles en la ladera que cierra el playazo hacia poniente. La llegada de los medios motorizados hacia la mitad del siglo XX haría innecesarias estas operaciones, ya que el mineral se trasladaba por carretera. Aún hoy el viejo embarcadero es lugar de encuentro para buceadores, canoistas y amantes de los deportes náuticos.

Figura 6. Restos del embarcadero del Playazo.

SEDIMENTOS PLIOCENOS DE LA PLAYA DE LOS MUERTOS (105)

La playa de los Muertos se sitúa a poco más de 5 km al sur del centro del núcleo urbano de Carboneras. Ésta conocida y apreciada playa debe su nombre a la frecuencia con la que históricamente llegaban a sus costas los cadáveres de naufragos, arrastrados por las corrientes marinas que convergen en este enclave natural. Desde el mirador que hay instalado junto a la carretera de acceso puede contemplarse una amplia panorámica de la playa. Cercano al mismo, una carretera accesible a vehículos conduce hacia la cima de Mesa Roldán, otro de los lugares de máximo interés geológico de la Reserva (ver Arrecife de Mesa Roldán).



Figura 1. Vista de la playa de los Muertos desde el mar. Al fondo sobresale el arrecife de Mesa Roldán

La playa de los Muertos es el destino de numerosos visitantes y habitantes de las poblaciones vecinas porque, en su impresionante trazado rectilíneo de 1160 m de longitud, ofrece unas arenas blancas bañadas por aguas cristalinas, en un entorno que da la impresión de ser completamente natural e inalterado. Como tantos otros puntos de la Reserva, además de su interés turístico, este lugar presenta un interés geológico, debido en este caso a las rocas que componen los acantilados o paredes que enmarcan la playa.



Figura 2. Vista general de la playa de los Muertos desde el mar.

En su extremo sur afloran rocas volcánicas de la falda norte del domo volcánico de Mesa de Roldán. Se pueden ver capas de roca, inclinadas hacia el norte, formadas por brechas piroclásticas o por brechas volcanoclásticas. Las primeras resultan de la acumulación en las laderas del volcán de cenizas, partículas de diverso tamaño y bloques expulsados en las erupciones explosivas. Las segundas se generan cuando

los materiales anteriores son lavados, transportados y nuevamente redepositados por el agua que discurre sobre la superficie del volcán.

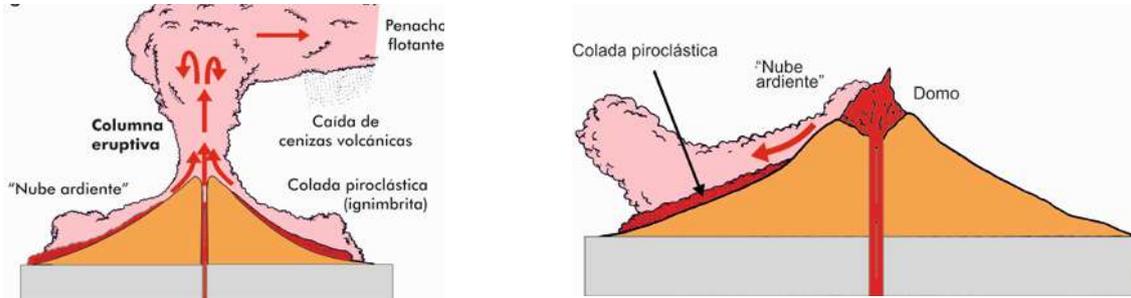


Figura 3. Esquemas de formación de las brechas piroclásticas (izquierda) y brechas volcanoclásticas (derecha)

No obstante, el afloramiento de rocas más peculiar se encuentra en el extremo norte de la playa. De hecho, está en una pequeña porción separada de la principal por un espolón rocoso que solo se sortea metiéndose en el agua y que se conoce con el nombre de playa de las Salinicas. En la pared que cierra la playa, sobre rocas volcánicas similares a las que se observan en el resto de la playa de los Muertos, se encuentran unas primeras capas de roca formadas por bloques de coral y restos de organismos marinos como moluscos (almejas, caracolas, etc.) y algas entre un sedimento calcáreo fino. Se trata de los materiales que se acumularon en la base de la ladera norte del domo de la Mesa de Roldán cuando en su cima crecían arrecifes de coral, hace unos 6 millones de años, en el Mioceno superior, concretamente en el Messiniense (ver Arrecife de la Mesa de Roldán).



Figura 4. Imagen del acantilado de la playa de las Salinicas, donde aflora los materiales sedimentarios con abundantes restos de organismos marinos fósiles, depositados sobre el sustrato volcánico.

Sobre estas capas, en tiempos geológicos más recientes, en el Plioceno inferior, hace unos 4 millones de años, se formaron unos depósitos, también de naturaleza calcárea, cuyas estructuras indican que se acumularon en una flecha litoral. Se trata de carbonatos bioclásticos con abundantes restos fósiles. Los

granos que componen estas rocas se formaron a partir de restos de conchas y esqueletos de carbonato cálcico de organismos marinos. Algunos de estos restos nos resultan familiares, como conchas de almejas o conchas de peregrino, mientras que otros corresponden a organismos poco conocidos, aunque viven actualmente en nuestras costas, como los briozoos o las algas rojas calcáreas. La disposición de las capas, cuya inclinación varía a lo largo de la pared, y sus estructuras de ordenamiento interno evidencian que estos carbonatos bioclásticos inicialmente formaron una flecha litoral batida por las olas, que separaba una zona más protegida hacia el sur. Cuando esta zona protegida se relleno finalmente de sedimento en este punto se instaló una playa.

La distribución espacial de estos materiales, y otros de la misma edad, permite trazar la geografía de la zona hace 4 millones de años, en el Plioceno inferior. Aquí arrancaba la costa meridional de una bahía que entraba desde el Mediterráneo y conocemos como la Cuenca de Carboneras. Esta bahía penetraba algunos kilómetros hacia el interior y su costa septentrional se cerraba a la altura del pueblo de Carboneras.

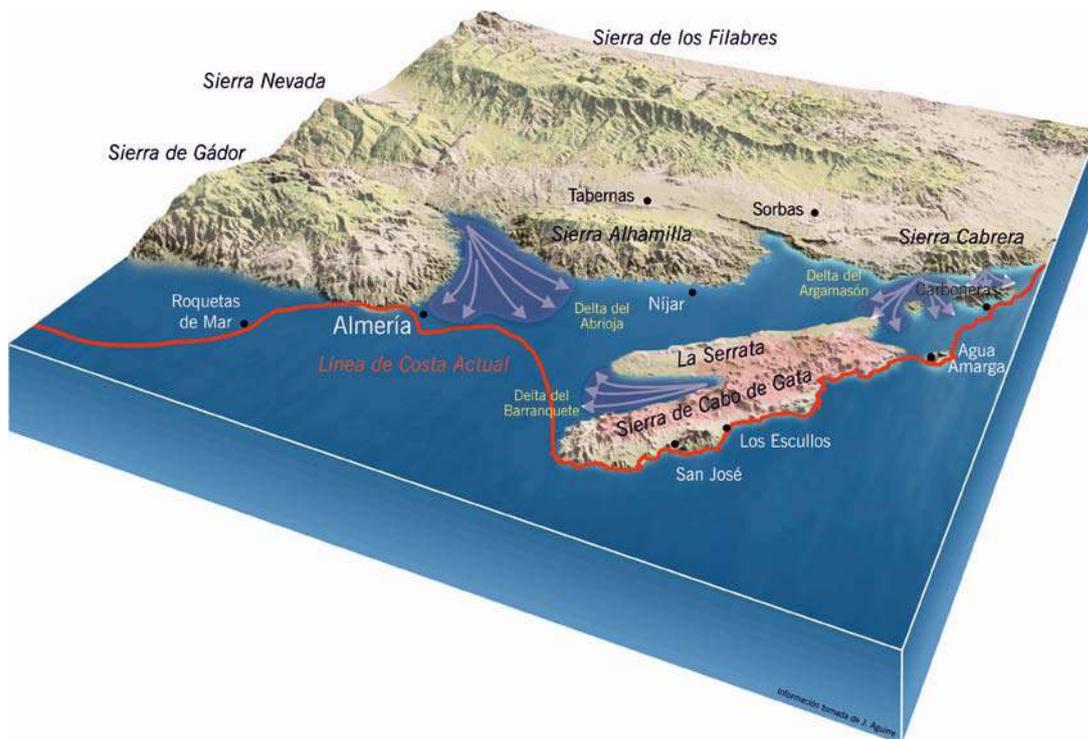


Figura 5. Esquema paleogeográfico de la provincia de Almería hace unos 4 millones de años, en el Plioceno inferior.

El levantamiento experimentado por todo el sureste de la Península, poco pronunciado, desde el punta de vista geológico, en esta zona, ha hecho que los sedimentos acumulados en el fondo de aquella bahía estén hoy emergidos y formen las rocas del entorno de Carboneras. En concreto son estos materiales los que se explotan para la producción de cemento de las industrias de esta población.



Figura 6. Panorámica de la cementera de Carboneras, situada muy próxima a la playa de los Muertos.

EL SISTEMA DUNAR DE LA DESEMBOCADURA DE RAMBLA MORALES

(DUNAS DEL POCICO – LAS HUERTAS) (037)

Dentro del conjunto de fenómenos geológicos actuales y subactuales de interés observables en la Reserva destaca, por la especial visibilidad e interés ambiental de las formas resultantes, aquellos que se relacionan con la acción del viento: las dunas.

Por su peculiar posición geográfica, la costa de la Llanura litoral de Almería, como en su día toda la costa baja ibérica mediterránea, ofrecía un cordón de depósitos arenosos de origen eólico cuyas formas más familiares y conocidas son los campos de dunas. Buena parte de ellas desaparecieron como consecuencia de la demanda de arena para su utilización en los “invernaderos”. Su explotación está desde hace décadas absolutamente prohibida.

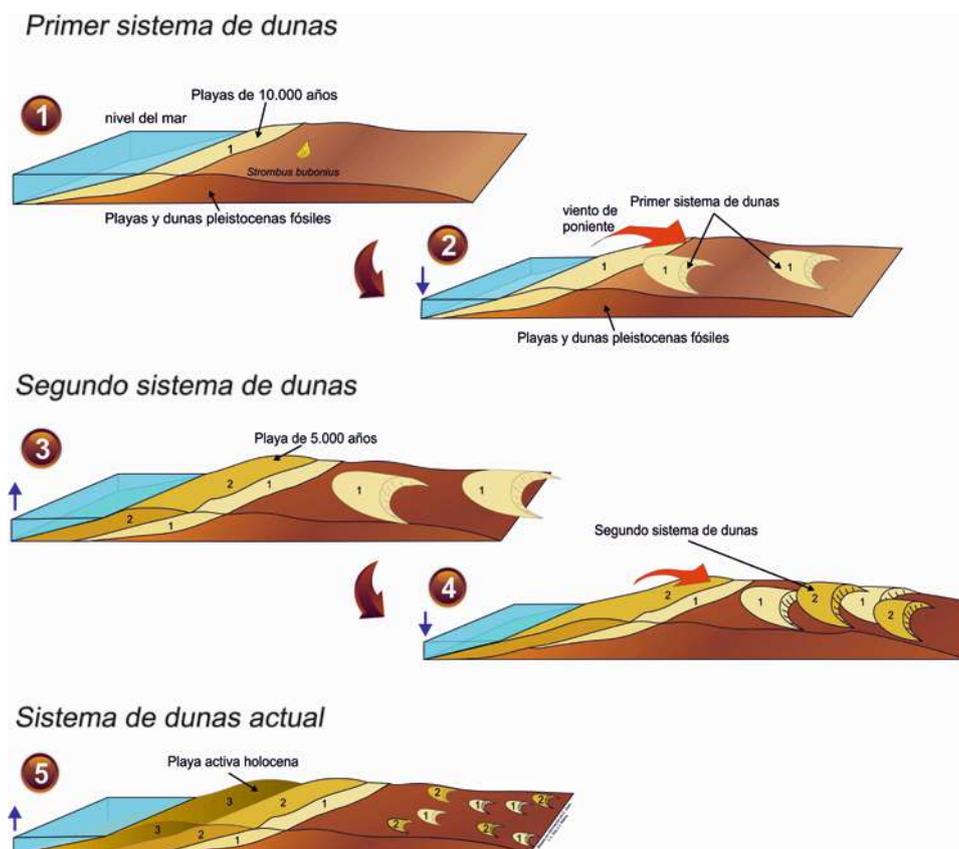


Figura 1. Esquema idealizado que representa la evolución de los sistemas de dunas en la Bahía de Almería

Uno de los tramos litorales donde aún se conserva en buen estado parte de este cordón litoral es el comprendido entre la desembocadura de la rambla de Las Amoladeras y la de la rambla de Morales., donde aún pueden verse extensos campos de dunas eólicas actuales, a veces superpuestos a otros sistemas más antiguos y hoy ya fósiles. Estos parajes, por su belleza, han sido escenario de innumerables rodajes cinematográficos, el más recordado aún el de “Lawrence de Arabia”. En algunas publicaciones de carácter técnico y científico este sistema dunar es conocido también como “sistema dunar del Pocico – Las Huertas”.

Existen en Cabo de Gata diferentes tipos de dunas. A las dunas dominantes en este entorno se les denomina “dunas barján” y su propia morfología nos indica la dirección del viento que las origina, coincidente con la de los cuernos o puntas de la duna. Los vientos movilizan la arena de las extensas

zonas de playa y la transporta próxima al suelo hacia el interior, acumulándola tierra adentro a favor de un obstáculo, generalmente una planta, las más frecuentes son el barrón o la grama de bueyes e incluso, si hay humedad cercana en el subsuelo, el taraje. Más hacia el interior, estas dunas móviles llegan a ser fijadas por la vegetación, siendo colonizadas por especies como el romero marino, rubia marina, pegamoscas, mastuerzo marino, etc. y por un gran número de especies faunísticas adaptadas a estas extremas condiciones ambientales, llegando a constituir un hábitat de extraordinario interés ecológico.

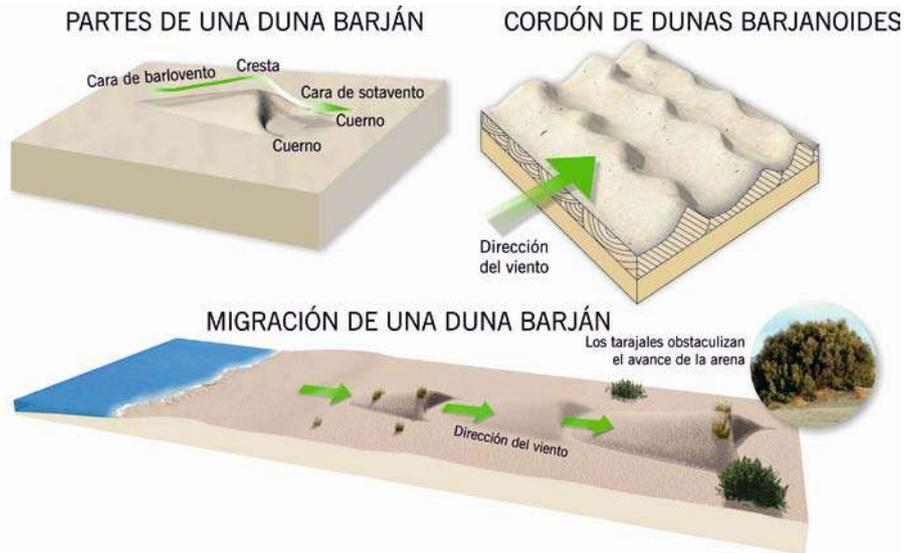


Figura 2. Morfología y partes de una duna barján y su evolución.

Hay una razón más, no obstante, para interesarse aquí por estos sistemas dunares. La estructura resultante de los campos de dunas se asemeja a una “caja de huevos” (véase el esquema arriba izquierdo de la figura 2), con umbrales elevados (las dunas) y surcos o depresiones (los espacios interdunares). Cuando este dispositivo adquiere un cierto desarrollo y se sitúa sobre un sustrato impermeable, el agua de lluvia se acumula en la base de los depósitos arenosos, constituyendo pequeños reservorios de agua que pueden ser explotados. Este ha sido, de hecho, el ancestral dispositivo utilizado para regar el sistema de huertas tradicionales del entorno de núcleo de población de Cabo de Gata.



Figura 3. Vista general del campo de dunas barján de las Marinas.

EL VOLCÁN DE LOS FRAILES (070)

Una de las formas volcánicas mejor conservadas y representativas de la actividad volcánica de Cabo de Gata es el volcán del Cerro de Los Frailes. Para una mejor visión de conjunto se recomienda observarlo desde el mirador de la Isleta del Moro, desde donde puede apreciarse una excelente perspectiva interpretada de la estructura volcánica de este tramo de costa. Para apreciar el muestrario de rocas volcánicas que exponen sus laderas y, sobre todo, para disfrutar de las excelentes vistas que su doble cumbre ofrece sobre este sector del Parque Natural, es necesario acceder a pie hasta su coronación.



Figura 1. Interpretación del Cerro de los Frailes en el Mirador de la Isleta del Moro.



Figura 2. Panorámica del Cerro de los Frailes y su entorno desde el mirador

El relieve volcánico de los Frailes sintetiza magníficamente la historia volcánica de Cabo de Gata. Se compone de dos unidades volcánicas que corresponden a dos grandes episodios volcánicos diferenciados en el tiempo, separados por un nivel de sedimentos marinos.

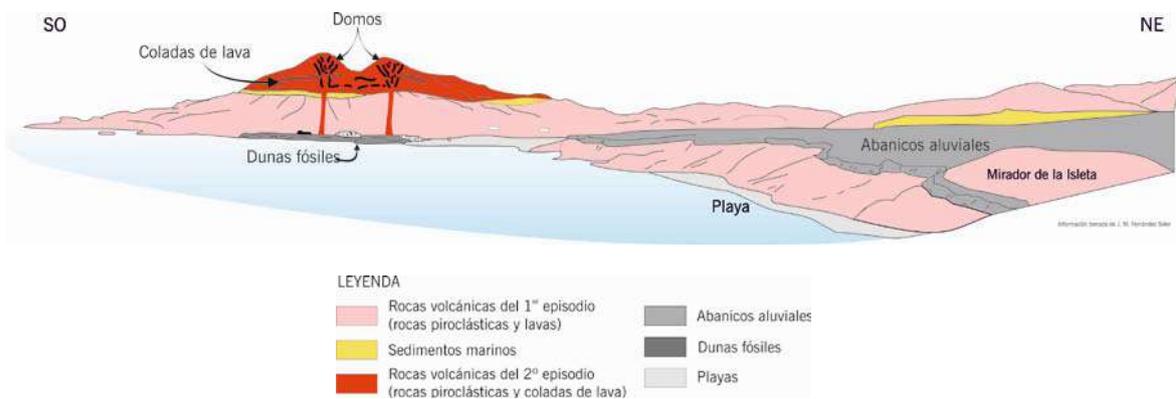


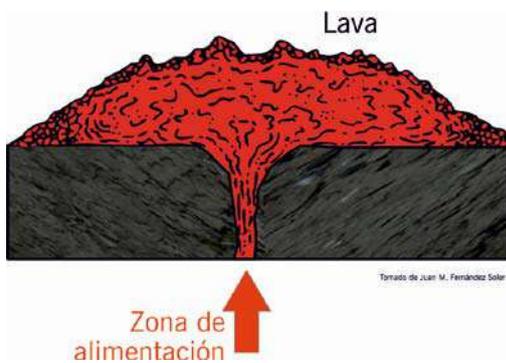
Figura 3. Interpretación geológica del entorno del los Frailes

Aproximadamente la mitad inferior del relieve de Los Frailes está formada por brechas y coladas de andesitas y dacitas. Estas rocas volcánicas se interpretan como el techo hundido de una gran cámara magmática que se formó y hundió entre hace 10 y 12 millones de años, en el primer gran episodio volcánico de Cabo de Gata (unidad coloreada en rosa en la figura 2).

Por encima de este episodio volcánico se sitúa un delgado nivel, a veces de sólo uno o dos metros de espesor, de sedimentos marinos, depositados en los fondos del archipiélago volcánico. Los sedimentos, reconocibles hacia la mitad de la ladera, son areniscas y margas muy ricas en fósiles marinos (bivalvos – diversos tipos de almejas-, briozoos, corales, foraminíferos, etc.) (unidad coloreada en amarillo en la figura 2).

La mitad superior del relieve, por encima del nivel sedimentario, hasta su coronación, está constituida por otro gran conjunto volcánico, formado en este caso durante el segundo gran ciclo de volcanismo, al que se estima una edad de unos 8,5 millones de años. Compuesto esencialmente por andesitas basálticas, su estructura es la de un volcán con una doble chimenea que corta a la secuencia volcánica inferior y genera en superficie un doble domo (ver Domos de Vela Blanca). Su singular morfología explica que entre los paisanos del lugar no sea infrecuente aludir a él como “*las tetas*” (unidad coloreada en rojo en la figura 2).

En los domos, las lavas se contraen al enfriarse lentamente generando prismas de sección hexagonal,



una estructura habitual en los domos volcánicos de Cabo de Gata que recibe el nombre de “disyunción columnar” (Ver Las Disyunciones Columnares de Punta Baja). En la ladera de Los Frailes pueden aún observarse los restos de pequeñas canteras que aprovechaban los prismas o columnas de roca volcánica para fabricar adoquines. Una vez fabricados eran transportados, mediante caballería o a veces mediante pequeños cables aéreos, hasta un punto accesible de la costa desde donde eran trasladados en barcazas hasta barcos más grandes para su transporte y distribución.

Figura 4. Estructura de un domo volcánico

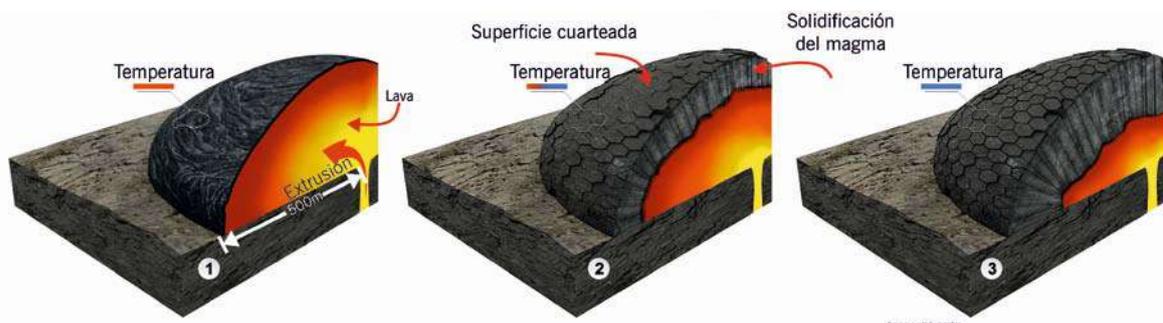
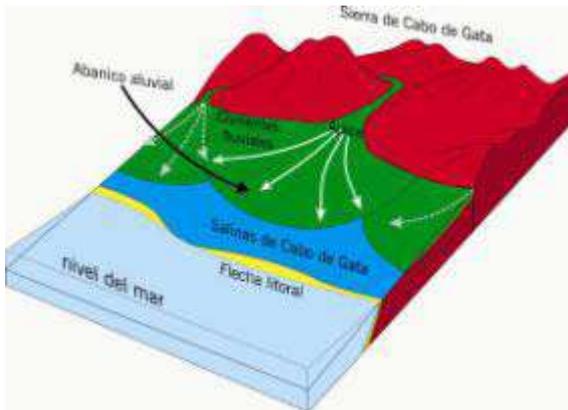


Figura 5. Esquema idealizado de la formación de la disyunción columnar

LOS ABANICOS ALUVIALES DE SAN MIGUEL DE CABO DE GATA (046)

El relieve volcánico de la Sierra de Cabo de Gata contrasta fuertemente con la suave morfología de la bahía de Almería. Este cambio brusco de pendiente provoca que los cursos fluviales una vez que abandonan el frente montañoso, acumulen los materiales que transportan y forman un cuerpo sedimentario que en geología se denomina abanico aluvial.



Los abanicos aluviales presentan una morfología, en planta, similar a la de un cono o abanico, con su ápice en el punto donde emerge la corriente fluvial. Como consecuencia de la disminución de la pendiente, la corriente de agua pierde fuerza y produce el depósito de los materiales que transporta. Los materiales más gruesos son abandonados más próximos al ápice, mientras que los más finos, recorren más distancia, acumulándose en zonas muy alejadas.

Figura 1. Esquema idealizado de abanicos aluviales coalescentes

En el entorno de San Miguel de Cabo de Gata, entre el relieve de la Sierra de Cabo de Gata y las salinas, se reconocen varios abanicos aluviales, uno por cada corriente de agua que desciende. Estos cuerpos sedimentarios fácilmente identificables en el paisaje, corresponden a varios conos que coalescen lateralmente.

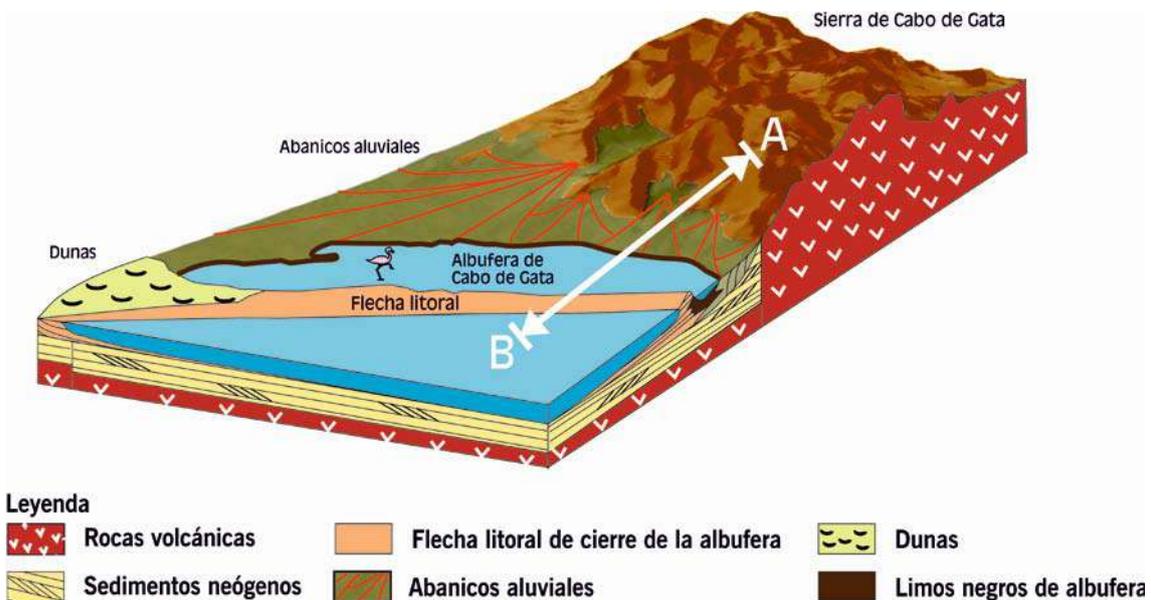
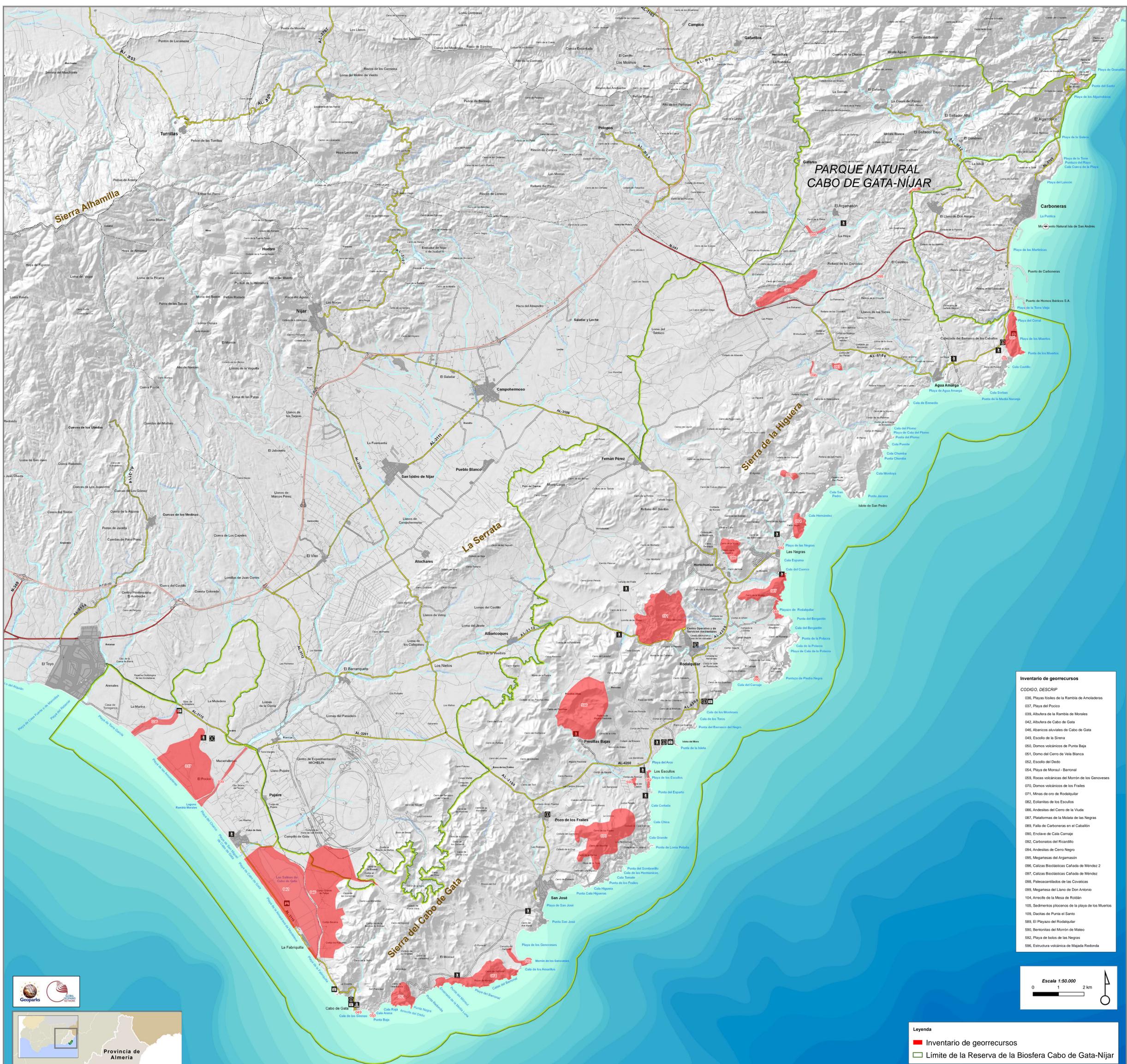


Figura 2. Esquema idealizado de los abanicos aluviales. En la figura se marca la sección que se representa en la figura siguiente



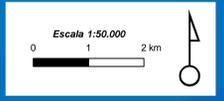
Figura 3. Vista desde el sur de los abanicos y las salinas.

PLANO



Inventario de georrecurso

CODIGO	DESCRIP
006	Playas fosiles de la Rambla de Amoladeras
007	Playa del Pocio
009	Albufera de la Rambla de Morales
042	Albufera de Cabo de Gata
046	Abanicos aluviales de Cabo de Gata
049	Escollo de la Sirena
050	Domos volcánicas de Punta Baja
051	Domo del Cerro de Vela Blanca
052	Escollo del Dedo
054	Playas de Monsul - Barronal
059	Rozas volcánicas del Morrón de los Genoveses
070	Domos volcánicas de los Frailes
071	Minas de oro de Rodalquilar
062	Escollo del Dedo
066	Andesitas del Cerro de la Viuda
067	Plataformas de la Molata de las Negras
069	Falla de Carboneras en el Caballón
090	Endeave de Cala Carnaje
092	Carbonates del Ricardillo
094	Andesitas de Cerro Negro
095	Megartes del Argamazón
096	Calizas Bioclásticas Cañada de Méndez 2
097	Calizas Bioclásticas Cañada de Méndez
098	Paleocantidos de las Covaticas
099	Megartes del Llano de Don Antonio
104	Arreche de la Mesa de Roldán
105	Sedimentos piroclásticos de la playa de los Muertos
109	Dactilas de Punta el Santo
589	El Playazo de Rodalquilar
590	Berlonitas del Morrón de Mateo
592	Playa de bols de las Negras
596	Estructura volcánica de Majada Redonda



Legenda

- Inventario de georrecurso
- Límite de la Reserva de la Biosfera Cabo de Gata-Níjar



INVENTARIO DE GEORRECURSOS DE LA RESERVA DE LA BIOSFERA CABO DE GATA – NÍJAR (ALMERÍA)
Julio 2012

Promotor: GOBIERNO DE ESPAÑA, MINISTERIO DE CIENCIA, CULTURA Y TURISMO, JUNTA DE ANDALUCÍA, ORGANIZACIÓN DE LAS NACIONES UNIDAS PARA LA EDUCACIÓN, LA CIENCIA Y LA CULTURA, IBERP, Red de Biosferas de Europa Occidental.

Consultor: NUBIA consultores

