



GEOLOGÍA

DE LA CORDILLERA BÉTICA ORIENTAL (ALICANTE)

FALLAS ACTIVAS Y TERREMOTOS

Del 23 al 27 de marzo de 2018

Organiza: AEPECT Andalucía Occidental



**GEOLOGÍA
DE LA PROVINCIA DE ALICANTE**

INTRODUCCIÓN

El rico y variado patrimonio geológico de la provincia de Alicante, tal y como muestran los 20 lugares de interés geológico seleccionados en este libro, es resultado de una larga historia de más de 200 millones de años. Este capítulo pretende contar, de forma muy resumida, esta historia y explicar cómo se han formado nuestras montañas, nuestros valles, y nuestra costa. Lógicamente, condensar más de 200 millones de años en unas pocas páginas nos ha obligado a centrarnos en los aspectos más relevantes, dejando a un lado los detalles.

Para tal fin, en la primera parte de este capítulo narraremos los momentos más relevantes de la historia geológica de la nuestra provincia para, a continuación, describir los principales dominios geológicos que en ella podemos encontrar. Para finalizar, hemos incluido un capítulo que relaciona el actual relieve de nuestra provincia con esta historia geológica.

Las rocas hablan, nos cuentan historias. En una escena de la película "Un lugar en el Mundo" (Adolfo Aristarain, 1992) el personaje Hans, un geólogo caracterizado por José Sacristán, está dando una pequeña clase a un grupo de niños a los que les dice "... para hablar con las piedras primero hay que conocer su idioma, pero también pasa eso con la gente ¿o no? Esta piedra ¿de qué me habla a mí esta piedra? A ver, a ti ¿te dice algo a ti la piedra?" – los niños no contestan- "Yo si la oigo porque conozco su idioma, me cuenta historias, me habla de millones de años ..." En eso consiste parte del trabajo de los geólogos, en descifrar la historia de millones de años que encierran las rocas.



Figura 1. Los secretos de las rocas. Vistos al microscopio, los sedimentos y las rocas exhiben sus componentes fundamentales, que nos dan la clave para conocer dónde y cuándo se formaron. En esta imagen aparecen, además de granos de cuarzo transparentes, diferentes tipos de microfósiles típicos de ambientes marinos (son los de color blanquecino de forma aproximadamente esférica) típicos de ambientes marinos y que vivieron durante el Terciario en nuestra provincia.

HISTORIA GEOLÓGICA DE LA PROVINCIA DE ALICANTE

En las rocas de la provincia de Alicante está escrita una parte de la historia geológica de los últimos 240 millones de años (figura 1). Puede parecer mucho tiempo, pero en realidad este intervalo sólo constituye aproximadamente un 5% del total de la vida de nuestro Planeta, ya que la Tierra tiene una edad de 4600 millones de años. A continuación intentamos, a través de los ojos de un geólogo, contar esta larga historia.

(1) LAS ROCAS MÁS ANTIGUAS DE ALICANTE (ENTRE 240 Y 200 MILLONES DE AÑOS)

Como ya hemos dicho, la historia geológica de la provincia de Alicante comienza en el Triásico, hace unos 240 millones de años. En ese momento la geografía de nuestro Planeta era muy distinta a como la vemos hoy día (figura 2). Casi todos los continentes estaban unidos, formando una única masa de tierra emergida que se conoce con el nombre de Pangea. Al sur de la Pangea, aproximadamente en el lugar que hoy ocupa el Mar Mediterráneo se situaba un océano actualmente desaparecido, conocido como Tethys. El Tethys estaba salpicado por islas, una de las cuales se conoce como bloque Mesomediterráneo.

Pues bien, en nuestra provincia afloran rocas del Triásico que tienen, tal y como veremos en el siguiente apartado, aspectos muy diferentes. Esto es debido a que se formaron en dos lugares distintos: uno al sur de Iberia, es decir, en los márgenes de Pangea y dos, en el mar próximo al bloque Mesomediterráneo.

Al sur de Iberia, en el continente

En estos momentos la parte central de Iberia estaba ocupada por una cadena de montañas (conocida como Orógeno Hercínico o Varisco). Estas montañas estaban surcadas por grandes ríos que las iban erosionando paulatinamente. Estos ríos, al llegar a zonas más

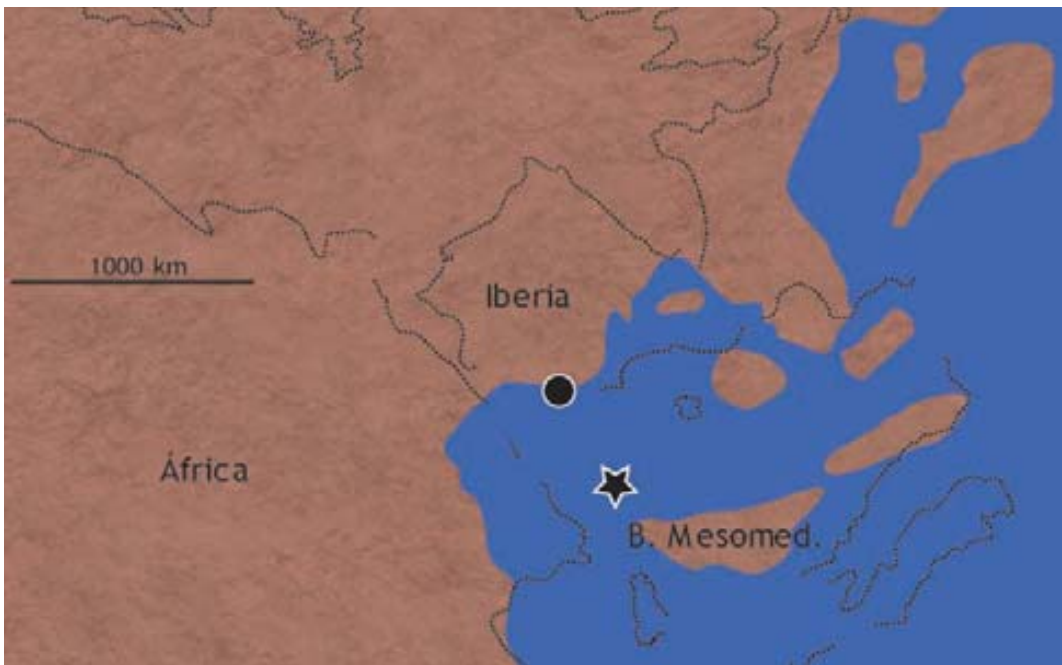
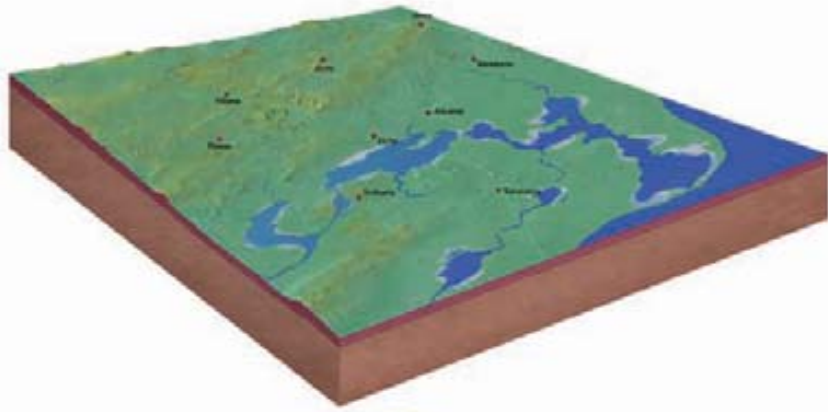


Figura 2. Mapa de la geografía del Triásico (mapa paleogeográfico) en el que se muestra la posición de Iberia y del Bloque Mesomediterráneo. Con una estrella se indica la posición aproximada donde se depositaron los sedimentos que, con posterioridad, formaron las rocas de la Sierra de Orihuela y Callosa de Segura. En azul se señalan las zonas cubiertas por el Océano de Tethys. Con un círculo se indica la posición de los sedimentos que, con posterioridad, formaron las rocas triásicas que afloran ampliamente en la mitad norte de la provincia de Alicante.

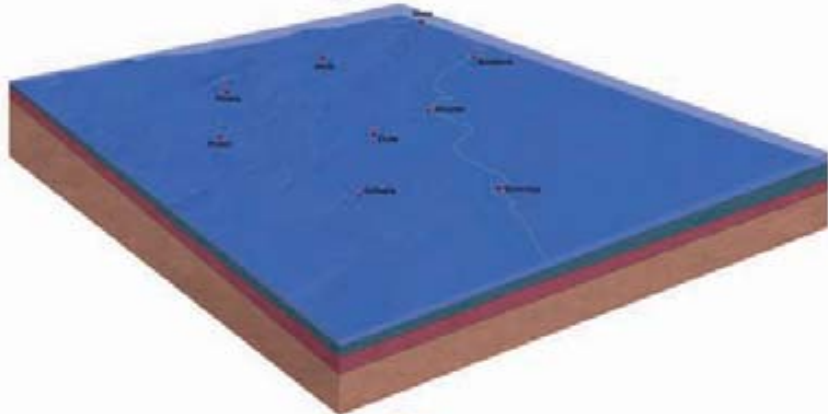
① TRIÁSICO
(hace 220 m.a.)

- Basamento Paleozoico (Iberia)
- Triásico



② JURÁSICO INFERIOR
(hace 180 m.a.)

- Basamento Paleozoico (Iberia)
- Triásico
- Jurásico



③ CRETÁCICO
(hace 100 m.a.)

- Basamento Paleozoico (Iberia)
- Triásico
- Jurásico
- Cretácico

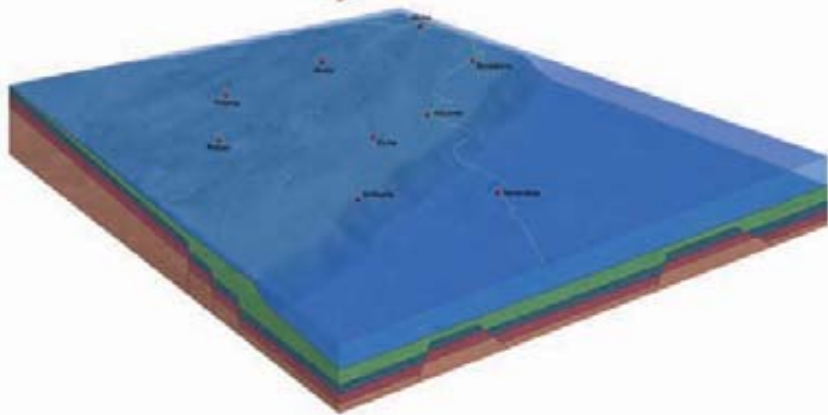
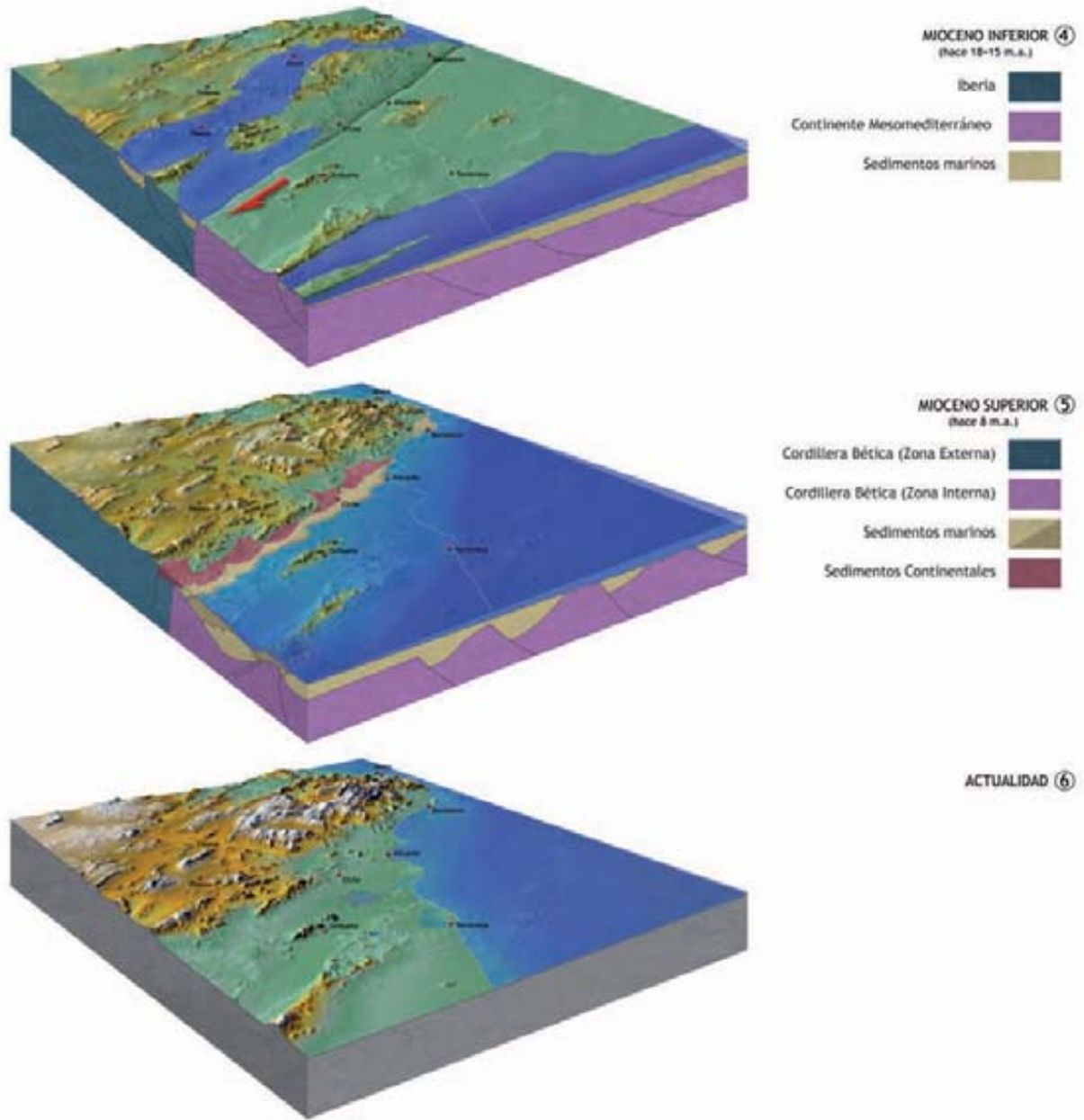


Figura 3. Estos bloques paleogeográficos muestran seis momentos de la evolución geológica de nuestra provincia. En ellos se explica de forma gráfica que: (A) la Zona Externa está constituida por rocas que originariamente se depositaron en el sur de Iberia. Nótese en el bloque 3, como durante el Cretácico, en el borde sur de Iberia varias fallas hundieron el fondo del mar creando algo más al SE una zona más profunda. Este talud marino separó un mar poco profundo adosado a Iberia (PREBÉTICO), de un mar algo más alejado, donde se depositaron sedimentos pelágicos



(SUBBÉTICO). (B) la Zona Interna (color violáceo) está formada por rocas que proceden de un pequeño Continente, el Continente Mesomediterráneo. En el bloque 4 vemos cómo este continente colisionó con el Sur de Iberia durante el Mioceno Inferior. Tras la colisión, como vemos en el bloque 5, se generaron tanto sobre la Zona Interna como sobre la Externa, cuencas rellenas por rocas sedimentarias.

llanas depositaban los sedimentos que arrastraban (arcillas, limos y arenas). Además, en las zonas costeras de Iberia existían multitud de pequeñas lagunas costeras, en las que se depositaban, al evaporarse el agua marina, distintos tipos de sales, como por ejemplo yeso y halita (sal común). Por este motivo las rocas generadas por dichas sales reciben el nombre de evaporitas. (figura 3, bloque 1).

En la provincia de Alicante existen magníficos afloramientos de estos materiales cuyo origen son los ríos y lagunas saladas triásicas. Estos materiales son fácilmente identificables por sus intensos y variados colores. Aunque dominan los tonos rojizos (figura 4) con manchas blanquecinas de las sales, se intercalan colores verdosos, negros, anaranjados, etc. En el siguiente apartado veremos que estas rocas se encuentran en los dos tercios septentrionales de nuestra provincia.



Figura 4. Rizaduras (ripples) en areniscas de edad Triásico, en el río Monnegre. Estos sedimentos se depositaron en zonas aluviales y costeras, junto a lagunas donde se acumuló gran cantidad de evaporitas (halita y yeso) (ver bloque 1 de la figura 3). Fotografía cortesía de José Carlos Cristóbal.

En las proximidades del bloque Mesomediterráneo, en el Tethys

La otra zona en la que se formaron las rocas triásicas de la provincia de Alicante se situaba alrededor del bloque Mesomediterráneo (figura 5). En torno a esta gran isla se desarrolló una extensa plataforma continental poco profunda. En dicha plataforma se depositaban fangos carbonatados, similares a los que hoy día se están depositando en los mares tropicales. Estos lodos dieron lugar a rocas carbonatadas (calizas y dolomías), con un aspecto muy diferente a las que se depositaban al sur de Iberia. Estas calizas y dolomías afloran en la actualidad en el sur de la provincia de Alicante.

(2) IBERIA Y EL OCÉANO TETHYS ENTRE 200 Y 70 MILLONES DE AÑOS

Esta larga etapa de la historia de nuestro Planeta, de más de 100 millones de años de duración, sólo está representada en nuestra provincia en su parte septentrional. Por ese motivo, en este apartado nos vamos a centrar en todo lo que aconteció al sur de Iberia, apartando de momento lo que ocurría en el bloque Mesomediterráneo.

¿De qué están compuestas las rocas de Alicante? En las plataformas del antiguo Tethys se depositaban principalmente dos componentes: arcilla y carbonato cálcico. La arcilla procedía de la erosión de los relieves emergidos al norte, en Iberia. El carbonato cálcico procedía en su mayor parte de caparazones de pequeños organismos planctónicos que se acumulaban en el fondo. En la actualidad, los sedimentos que tienen estas características se les denominan "fangos de globigerinas" porque en ellos abundan los caparazones de estos organismos planctónicos. La mezcla de estos dos componentes en diferentes proporciones da lugar a diferentes tipos de rocas sedimentarias carbonatadas que, con mucha diferencia, son las más abundantes de la provincia de Alicante (calizas, calizas margosas, margas, margocalizas, etc.).

La subida del nivel del mar del Jurásico inferior (hace aproximadamente 200 millones de años)

Al inicio del Jurásico, las aguas del Tethys inundaron las tierras emergidas del sur de Iberia (donde previamente, durante el Triásico, se situaban los ríos y lagunas costeras) (figura 3, bloque 2). Se formó una plataforma marina de grandes dimensiones donde se depositaron lodos carbonatados que con el paso del tiempo se transformaron en calizas y dolomías (figura 6). En ocasiones, cuando los lodos carbonatados se mezclaban con arcillas o arenas procedentes del continente (Iberia), se formaban calizas margosas, margocalizas, margas (carbonato cálcico y arcilla en distintas proporciones) o calizas arenosas (carbonato cálcico y arena). Así continuó la historia durante muchos millones de años, desde el Jurásico hasta finales del Paleógeno. El resultado de este proceso fue una acumulación de varios miles de metros de capas de rocas. Estas rocas carbonatadas marinas constituyen casi la totalidad de las sierras alicantinas, a excepción de las de Orihuela y Callosa que tienen un origen diferente.

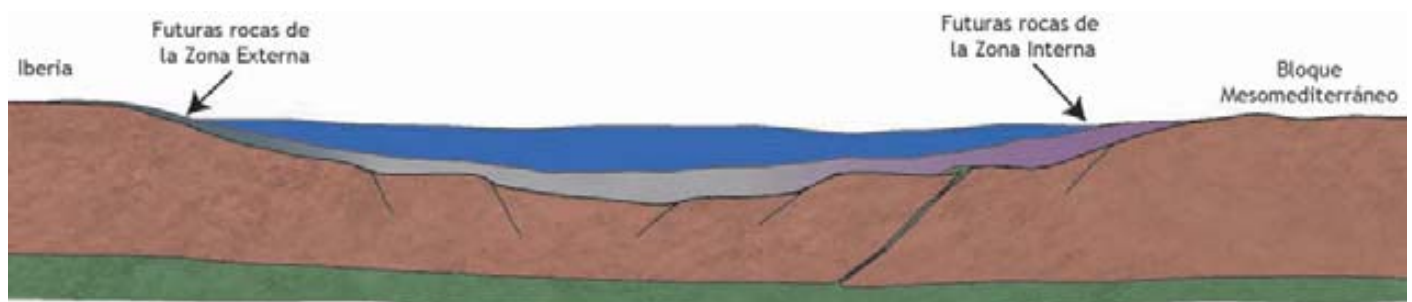


Figura 5. Corte esquemático en el que se ha representado el mar triásico. En él se señalan los dos sectores donde se depositaron las rocas triásicas de la Zona Interna (Sierras de Callosa de Segura y Orihuela, Isla de Tabarca) y las rocas triásicas de la Zona Externa, ampliamente representadas en la mitad septentrional de la provincia (ver LIG 14 Monnegre, LIG 15 Diapiro de Pinoso). En color verde se señala la salida hacia el exterior, sin alcanzar la superficie, del material subvolcánico a favor de algunas fallas. Forma unas rocas de color verde oscuro llamadas ofitas que afloran ampliamente en la Isla de Tabarca, o en el cerro del Oriolet (Orihuela), en la cantera inactiva situada junto al túnel de la carretera N-340 que separa el Monte de San Miguel del resto de la Sierra.

Las páginas del libro de la Historia de la Tierra. Las rocas sedimentarias se caracterizan por presentarse en capas o estratos. Un estrato es un nivel de roca limitado por dos superficies en general planas. Cada estrato se ha depositado en unas condiciones sedimentarias determinadas más o menos constantes. Cuando estas condiciones cambian o se interrumpe la sedimentación se forman estas superficies de estratificación. Estos estratos son como las páginas de un inmenso libro en el que está escrita una larga historia de varios miles de millones de años.



Figura 6. Detalle de una caliza de edad jurásica de la Sierra de Fontcalent. Las incrustaciones de tonos anaranjados y rojizos son nódulos de sílex. En el mar jurásico (ver bloque 2 de la figura 3), además del depósito de carbonatos, también se acumulaban los restos de organismos con esqueletos silíceos (por ejemplo, las esponjas). Cuando los sedimentos carbonatados con restos silíceos diseminados se transformaron en roca, éstos últimos se reagruparon formando estos nódulos de sílex. Fotografía cortesía de Fernando Prieto, <http://www.linkalicante.com>.

De sedimento a roca. Los sedimentos, con el paso del tiempo, se convierten en rocas sedimentarias. El lodo calcáreo se transforma en calizas y margas. Durante este cambio, conocido como diagénesis, el sedimento original pierde porosidad, se compacta y, en ocasiones, en sus poros precipitan sustancias disueltas en los fluidos intersticiales. Todo ello provoca un endurecimiento del material hasta convertirlo en roca. Los restos más resistentes de los organismos que poblaban el fondo del mar terminan convirtiéndose en fósiles.

La apertura del Océano Atlántico y el Océano de Tethys

Pero 100 millones de años es demasiado tiempo para que no ocurra nada significativo en nuestro planeta. Efectivamente, mientras se producía el depósito de los estratos que antes mencionábamos, en el Jurásico inferior (hace unos 190 millones de años) el océano Atlántico comenzó a abrirse. A la vez, el Tethys, que hasta ese momento había sido un mar relativamente pequeño y poco profundo, comenzó a crecer, convirtiéndose en un auténtico océano. Este proceso hizo que la plataforma marina situada al sur de Iberia se rompiera a favor de fallas originando un relieve escalonado del fondo marino (figura 3, bloque 3). De esta forma, la plataforma quedó dividida en dos grandes sectores: (1) el Prebético, situado en las proximidades de Iberia, es decir, más cerca de la costa; este sector continuó siendo una plataforma con un mar poco profundo (figura 7); (2) el Subbético, situado al sur, más alejado de la costa, en el que se depositaban sedimentos marinos pelágicos a diferentes profundidades.

Mientras tanto, el Bloque Mesomediterráneo permaneció más estable (al menos parte de él); levantándose zonas que previamente habían estado sumergidas. Esto trajo consigo que no se depositaran sedimentos en el intervalo de tiempo que va desde el Jurásico al Cretácico.

LA FORMACIÓN DE LA CORDILLERA BÉTICA (ENTRE 70 MILLONES DE AÑOS Y LA ACTUALIDAD)

La aproximación de África, el Continente Mesomediterráneo y Eurasia

Hace aproximadamente 70 millones de años se produjo un cambio muy significativo en el movimiento de las placas litosféricas de nuestro Planeta. África, que hasta entonces se estaba separando de Eurasia, comenzó a desplazarse hacia el norte. O lo que es lo mismo, África comenzó a acercarse a Eurasia y también a Iberia (figura 8). Como consecuencia de todo esto, el mar de Tethys que separaba ambos continentes comenzó a cerrarse lentamente. El acercamiento entre África y Eurasia provocó además que el continente Mesomediterráneo, situado entre ambas, fuera expulsado lateralmente hacia el oeste (figura 8).

En un determinado momento del proceso que acabamos de describir, las rocas del fondo oceánico se hundieron debajo de los continentes, a favor de lo que se conoce en Geología como zona de subducción (figura 9). En las zonas de subducción las rocas son sometidas a un incremento de presión y temperatura, que provoca su transformación por un proceso conocido como metamorfismo. En una de esas zonas de subducción se hundieron también las rocas que constituían las zonas costeras del Bloque Mesomediterráneo, ya que éste se desplazaba hacia el oeste. Esto hizo que las rocas sedimentarias se transformaran en rocas metamórficas. Algunas de estas rocas metamórficas las podemos observar actualmente formando las sierras de Orihuela y Callosa.



Figura 7. Panorámica desde el mar de Serra Gelada con el Faro del Albir en primer término. Se observan las capas de las rocas de edad Cretácico inclinadas unos 30° hacia el Noroeste (en la imagen hacia la derecha). Estas rocas se depositaron en un mar marino poco profundo (Prebético).

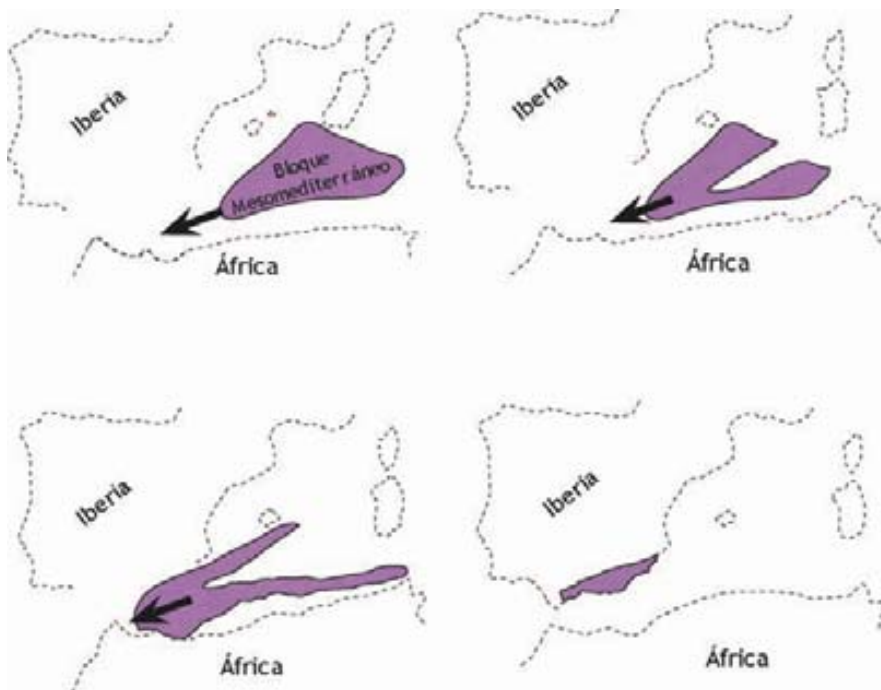


Figura 8. Esquema en el que se indica cómo el Continente Mesomediterráneo se desplazó hacia el oeste más de 300 km hasta colisionar con Iberia. En el último mapa paleogeográfico (situación actual), vemos como parte de ese continente se adosó a la Península Ibérica. Es lo que se conoce como Zona Interna de la Cordillera Bética. En nuestra provincia la Zona Interna está representada por las sierras de Callosa de Segura y Orihuela, y por la isla de Tabarca. Estas zonas están por tanto formadas por rocas que proceden de este Continente Mesomediterráneo, situado originalmente en las inmediaciones de la actual isla de Cerdeña.

¿Mármoles o calizas y dolomías? Se tiene constancia de que las rocas de la sierra de Orihuela han sido sometidas a condiciones metamórficas en algún momento de su historia geológica. Algunas investigaciones indican que alcanzaron aproximadamente 360°C (se considera que el metamorfismo comienza a los 200°C) y 9 kilobares de presión; estos datos reflejan que las rocas que hoy vemos en la superficie en las sierras de Orihuela y Callosa estuvieron bajo tierra a más de 20 km de profundidad. Si las condiciones geológicas hubiesen sido las habituales, las rocas carbonatadas de la sierra de Orihuela deberían haberse transformado en mármoles, y tendrían un grado de recristalización o cristalinidad como, por ejemplo, los mármoles de Macael en la provincia de Almería o los de Carrara en Italia. Sin embargo, se tuvieron que dar unas condiciones muy especiales porque estas rocas carbonatadas siguen teniendo un aspecto similar al de rocas sedimentarias como las calizas y las dolomías. Por tanto, nos encontramos ante un caso curioso en el que rocas carbonatadas que han sufrido condiciones metamórficas (deberían ser mármoles) todavía mantienen el aspecto original de las rocas sedimentarias. De ahí que en algunas publicaciones sobre la Sierra de Orihuela se clasifiquen sus rocas carbonatadas como calizas y/o dolomías, y en algunas ocasiones se les añade el adjetivo marmóreas para indicar que tienen un grado de recristalización algo mayor que el de una roca sedimentaria típica.

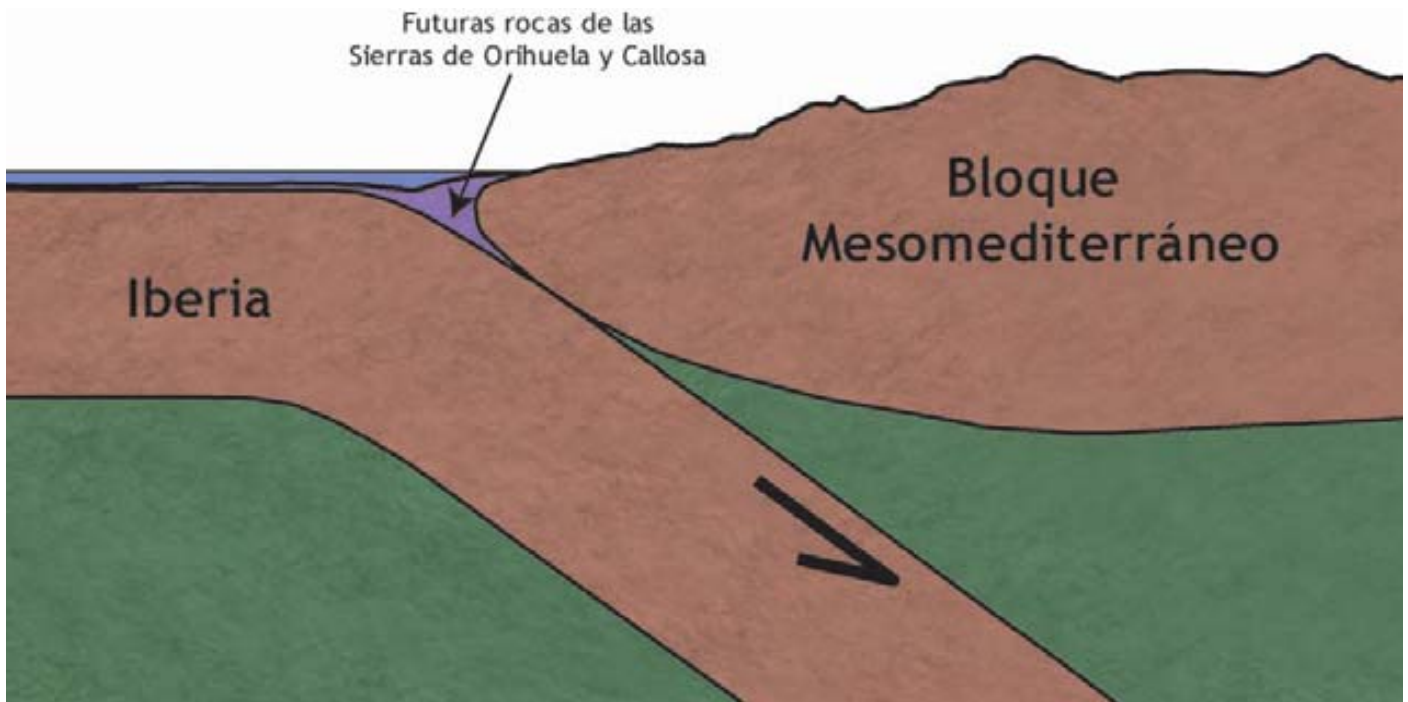


Figura 9. Corte esquemático que representa como hace unos 50 millones de años Iberia se introducía bajo el Continente Mesomediterráneo, proceso que recibe el nombre de subducción. En este esquema se representa como durante la subducción las actuales rocas de las sierras de Orihuela y de Callosa de Segura alcanzaron gran profundidad (unos 30 kilómetros), por lo que sufrieron grandes presiones (de hasta 9 kilobares) y temperaturas (360°C). Esto hizo que las rocas sedimentarias originales se transformaran en rocas metamórficas. Por eso, las rocas carbonatadas que vemos en las Sierras de Callosa y Orihuela tienen un aspecto diferente a las rocas carbonatadas que hay en la mitad norte de la provincia.

La desecación del Mar Mediterráneo. Sobre el fondo rocoso de las llanuras abisales de la cuenca mediterránea se han localizado importantes acumulaciones de evaporitas (yesos, halita y otras sales) de edad Messiniense. El singular acontecimiento paleoceanográfico que condujo a su formación recibe el nombre de "Crisis de Salinidad Messiniense". En la provincia de Alicante, la "Crisis de Salinidad Messiniense" ha quedado bien registrada en la cuenca del Bajo Segura. En el margen norte de esta cuenca se reconocen dos superficies de discontinuidad que representan dos eventos erosivos asociados a dicha crisis. La primera de ellas corresponde a una modesta caída del nivel del mar, que provocó la formación de las evaporitas (fundamentalmente yesos) del margen sur de la cuenca. La segunda, de mayor envergadura, sería sincrónica con el depósito de las evaporitas del centro de la cuenca mediterránea y con la formación de cañones submarinos en sus márgenes. Sobre esta superficie de discontinuidad aparecen materiales margosos del Plioceno Inferior que representan la restauración de las condiciones marinas en todo el Mediterráneo.

La colisión del Continente Mesomediterráneo e Iberia

El continente Mesomediterráneo, al desplazarse hacia el oeste, terminó por encontrarse con Iberia, contra la que colisionó. Esto ocurrió hace 19-20 millones de años. Las rocas que había en la zona de colisión de ambos ámbitos, tanto las del sur de Iberia como las del continente Mesomediterráneo, se deformaron intensamente, plegándose y fracturándose (figura 3, bloque 4). Fue entonces cuando estas rocas comenzaron a elevarse y a emerger progresivamente formando la cadena de montañas que se conoce como Cordillera Bética. El desplazamiento del Continente Mesomediterráneo continuó hasta hace aproximadamente 8 millones de años, cuando se detuvo, quedando en parte soldado definitivamente al sur de Iberia (figura 3, bloque 5; figura 8). Este fragmento del continente Mesomediterráneo soldado a Iberia es lo que actualmente se conoce como Zona Interna de la Cordillera Bética (figura 8) y sus rocas constituyen, entre otras, los relieves de las sierras Nevada, Filabres, Gádor, Lújar, Tejada, Almenara, etc., además de las sierras de Callosa y de Orihuela y la Isla de Tabarca. A la vez que todo esto ocurría en el sur de Iberia, el Océano del Tethys se fue cerrando de forma paulatina, ya que la Placa Africana se desplazaba poco a poco hacia el norte.

El final... por el momento (desde hace aproximadamente 8 millones de años hasta la actualidad)

Tal y como se ha comentado anteriormente, hace aproximadamente 8 millones de años, durante el Mioceno Superior, se producen dos nuevos cambios en el movimiento de las placas tectónicas que va a tener consecuencias muy importantes sobre el relieve del sur de la Península Ibérica en general y en el de nuestra provincia en particular. Por un lado el continente Mesomediterráneo detiene su desplazamiento hacia el oeste. En estos momentos este continente se suelda y queda fijado al resto de la Península Ibérica, Europa y Asia (pasando a formar parte de la Placa Euroasiática) (figura 8). Por otro lado, la placa Africana, que poco a poco se ha ido desplazando hacia el norte, comienza a colisionar con la placa Euroasiática. Este proceso continúa hoy día, ya que ambas placas siguen acercándose a una velocidad de aproximadamente 5 mm/año. En toda la región, el choque de placas produce esfuerzos que generan pliegues de gran radio y fallas. Algunos de estos pliegues los podemos observar en la Sierra de Crevillent, el Pantano de Elche, Santa Pola, La Marina o Guardamar, entre otros lugares. Estos pliegues, a pesar de ser más

Las oscilaciones pleistocenas del nivel del mar. Durante el Pleistoceno (es decir durante el período comprendido entre 2,6 y 0,01 millones de años) las alternancias climáticas frías (episodios glaciares) y cálidas (episodios interglaciares) produjeron importantes oscilaciones del nivel del mar, relacionadas con las variaciones del volumen de agua almacenada como hielo en los casquetes polares. En toda la costa de Alicante abundan las terrazas marinas que registran los eventos de alto nivel del mar (interglaciares), fundamentalmente los del Pleistoceno superior. En algunos casos, como en el anticlinal de La Marina, la actividad tectónica reciente ha favorecido la elevación y preservación de terrazas pleistocenas más antiguas. En el relieve de la provincia de Alicante tiene especial significación la última subida del nivel del mar (conocida como transgresión flandriense). Hace unos 18.000 años, durante el último episodio glacial, el nivel del mar se encontraba entre 100 y 150 m por debajo de su posición actual. La fusión de los casquetes polares produjo un rápido ascenso del mar en todo el Planeta que alcanzó, hace unos 6.000 años, un nivel similar al actual. En ese momento, el mar invadió el antiguo valle fluvial del río Segura, generando un pequeño golfo en el que el dominio marino penetraba varios kilómetros hacia el oeste. El cierre posterior de este golfo, por medio de un cordón litoral, dio lugar a una laguna litoral muy somera que cubría una amplia superficie de la Vega Baja del Segura. Desde entonces esta laguna se ha ido colmatando progresivamente, tanto por procesos naturales como por acciones antrópicas (deseccaciones llevadas a cabo desde el siglo XVIII) hasta quedar reducida a dos pequeños humedales: la laguna del Hondo y las Salinas de Santa Pola.

suaves que los producidos en etapas anteriores, son en buena medida los responsables del relieve actualmente observable en la provincia de Alicante, especialmente en su mitad meridional.

ALICANTE EN LA CORDILLERA BÉTICA

Desde un punto de vista geológico, la provincia de Alicante se sitúa en una cadena montañosa conocida como Cordillera Bética (figura 10). Esta cordillera se extiende desde la provincia de Cádiz hasta las Islas Baleares, estando en parte sumergida entre Alicante y estas islas. La Cordillera Bética es resultado de la colisión durante millones de años de las placas Africana y Euroasiática.

Desde un punto de vista geológico la Cordillera Bética se divide en dos grandes zonas: la Zona Externa al norte y la Zona Interna al sur. En el mapa geológico de la figura 11 se puede observar cómo el límite que separa ambas zonas discurre aproximadamente por una línea imaginaria que une las poblaciones de Alicante, Elche, Crevillent y Abanilla, ésta última ya en la provincia de Murcia.

En la Geología de la Cordillera Bética se hace esta diferenciación entre Zona Externa e Interna porque sus rocas han sufrido una historia geológica muy diferente, que ha quedado grabada en ellas.

En la Zona Externa se incluyen las rocas sedimentarias que se formaron al sur de Iberia, en un primer momento en una zona emergida y después en el Océano de Tethys. Por el contrario, en la Zona Interna se incluyen las rocas que originalmente también se depositaron en el Océano de Tethys, pero en una zona más alejada de Iberia, en las inmediaciones del continente Mesomediterráneo. Como se ha comentado en el apartado anterior, este continente se desplazó hasta colisionar con Iberia y sus rocas se unieron a la actual Península Ibérica. Durante este proceso, parte de los materiales de la Zona Interna sufrieron altas presiones y temperaturas transformándose en rocas metamórficas.

Además, desde el Mioceno hasta la actualidad, tanto sobre la Zona Externa como sobre la Zona Interna se desarrollaron pequeñas cuencas sedimentarias que se rellenaron en un principio con sedimentos marinos y finalmente con sedimentos continentales. Estas rocas sedimentarias más jóvenes se agrupan en un tercer dominio de la Cordillera Bética conocido como Cuencas Neógeno-Cuaternarias.

Finalmente, en la Cordillera Bética existe otro cuarto dominio: las unidades del Campo de Gibraltar, que no está representado en nuestra provincia.

A continuación veremos una breve descripción de cómo están representados los tres dominios (Zona Externa, Zona Interna y Cuencas Neógeno-Cuaternarias) en la provincia de Alicante.

ZONA EXTERNA

En la Zona Externa se diferencian dos dominios, el Prebético y el Subbético, en función de su paleogeografía más o menos alejada de Iberia. El Prebético está constituido por las rocas depositadas más próximas a Iberia, en una plataforma marina poco profunda. El Subbético, por el contrario, está constituido por rocas sedimentarias pelágicas que se depositaron en un mar algo más profundo que el del Prebético y más alejado de la costa de Iberia. La Zona Externa es la mejor representada en Alicante ya

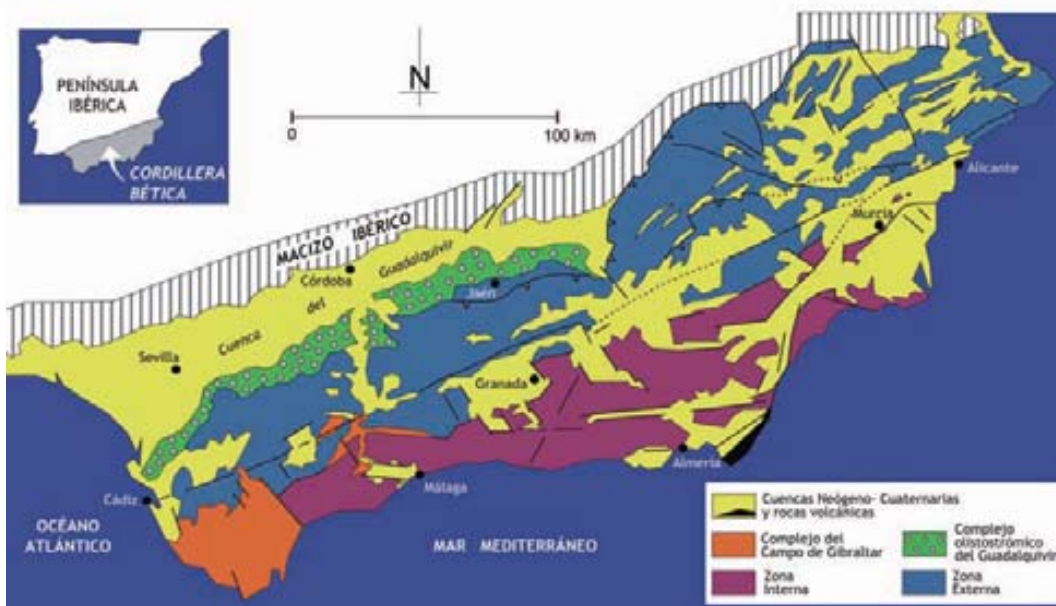


Figura 10. Modelo digital del terreno (cortesía de ANAYA Educación) de la Cordillera Bética. En la parte inferior se incluye un mapa geológico de la Cordillera con sus principales dominios: Zona Interna, Zona Externa (Prebético y Subbético), Cuencas Neógeno-Cuaternarias y Unidades del Campo de Gibraltar (este último dominio no está representado en la provincia de Alicante). El complejo olistostromático corresponde a deslizamientos que se produjeron en la cuenca del Guadalquivir, cuando ésta estaba ocupada por el mar.

que ocupa más de dos tercios de su extensión. Especialmente extenso es el Prebético, que en nuestra provincia tiene uno de los mejores ejemplos de toda la Cordillera Bética, lo que ha hecho incluso que se acuñe el término Prebético de Alicante.

Prebético

Las rocas más antiguas del Prebético son rocas sedimentarias continentales y litorales del Triásico. Debido a la gran cantidad de evaporitas (que son rocas poco densas), estos materiales han llegado a salir a superficie a favor de fracturas, perforando las rocas más modernas situadas encima. Estas extrusiones de materiales reciben el nombre de diapiros. Los diapiros más significativos de Alicante son los de Pinoso (Cabezo de la Sal, desde donde se extraen salmueras que se utilizan en las salinas de Torrevieja), el de Altea y los localizados a lo largo del valle del Vinalopó. Otros afloramientos destacados de materiales triásicos son los situados al sur de la Sierra de Crevillent, en Agost, en el río Monnegre (figura 5) o en Jalón.

Atendiendo a su edad, los siguientes materiales son los del Jurásico, los cuales están formados por rocas carbonatadas que afloran de manera muy reducida en núcleos de pliegues o a favor de fallas con importante salto en vertical y en dirección (Cabezó d'Or, Fontcalent- figura 6-, Puig Campana, etc.).

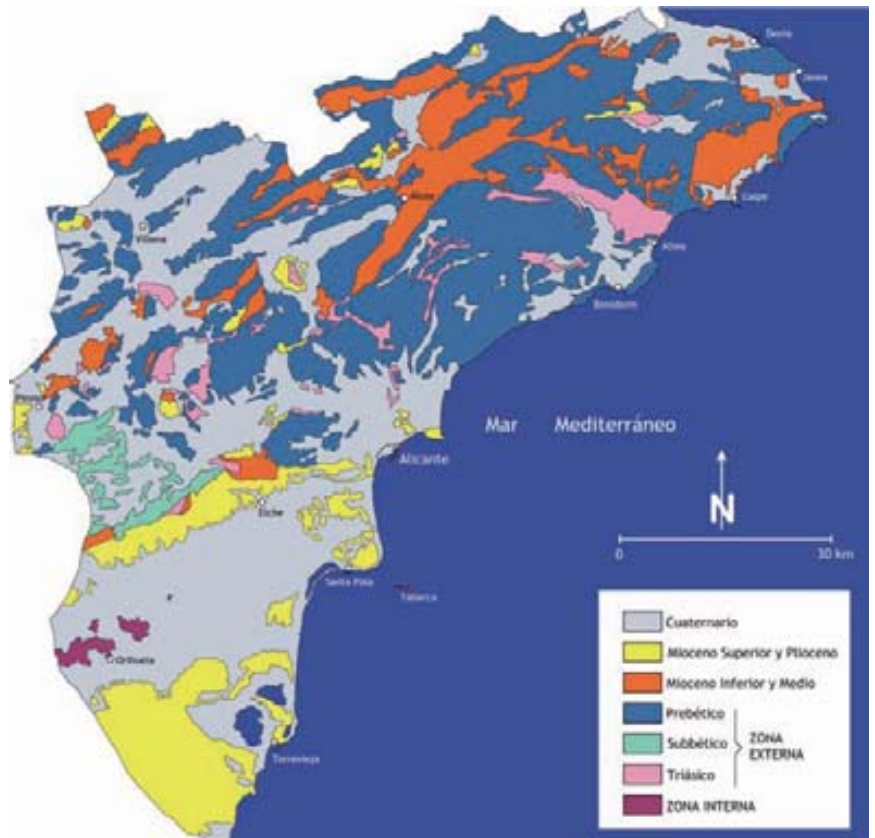


Figura 11. Fotografía de satélite y mapa geológico esquemático de la provincia de Alicante en el que se han representado los principales dominios: Zona Interna, Zona Externa (Prebético y Subbético) y Cuencas Neógeno-Cuaternarias.



Figura 12. Panorámica desde el sur de las rocas carbonatadas que forman la Sierra de Callosa (Zona Interna). En primer término observamos una zona llana que constituye la cuenca del Bajo Segura rellena de sedimentos. En profundidad, bajo estos sedimentos, se encuentra un sustrato rocoso de la misma naturaleza que las rocas de las sierras de Callosa y Orihuela (estas sierras son reductos de las rocas de ese continente Mesomediterráneo que todavía no han sido totalmente erosionadas).

La siguiente etapa de la historia de la Tierra, el Cretácico (entre 144 y 65 millones de años) es la mejor representada en la provincia de Alicante. Los materiales del Cretácico afloran ampliamente dando importantes relieves montañosos (como las sierras de Mariola, Serrella, Aixorta, Alfaro, El Cid, Gelada-figura 7, Salinas, Solana, Peñarrubia, El Cid, Maigmó, Ventós, Onil, La Grana, Orcheta, Castellet, Ponoig, Bernia, Ferrer, Carrascal de Parcent, Mediodía, Montgó, Segaria, Mustalla, etc.). Estas rocas del Cretácico son mayoritariamente calizas organógenas (ricas en fósiles), destacando entre ellas las calizas con rudistas y las calcarenitas de orbitolinas.

Las rocas del Paleógeno (es decir con una edad comprendida entre los 65 y los 23 millones de años) de la provincia de Alicante consisten en gran medida en calizas arrecifales con alveolinas y nummulites que ocupan, por ejemplo, las cumbres de las sierras Serrella, Bernia y Aitana, entre otras. En el Coto (norte de Algueña) estas calizas se explotan como piedra ornamental, la cual recibe el nombre comercial de "crema marfil". En áreas más meridionales estas calizas no afloran y en su lugar aparecen margas ricas en foraminíferos planctónicos, con intercalaciones de turbiditas.

Subbético

El Subbético está mucho menos representado en la provincia de Alicante. Aflora exclusivamente en el sector occidental de la provincia, al oeste del valle del Vinalopó entre las poblaciones de Pinoso y Crevillent. Sus principales afloramientos los encontramos en las sierras de Reclot, Algayat y Crevillent, que constituyen el extremo oriental de los afloramientos subbéticos de la Cordillera Bética. Está caracterizado por varios tipos de rocas carbonatadas con ammonites, braquiópodos y crinoides, de edades comprendidas entre el Jurásico y el Cretácico. En el Subbético también afloran los materiales del Triásico a favor de fracturas.

ZONA INTERNA

En la Zona Interna se incluyen aquellas rocas que proceden de sedimentos que, aunque también se depositaron en el Océano de Tethys, lo hicieron en una zona mucho más alejada de Iberia que los de la Zona Externa. Estas rocas se depositaron alrededor del continente Mesomediterráneo. En el caso particular de la provincia de Alicante, sólo encontramos rocas del Triásico. Además, estas rocas han sufrido una larga y compleja historia geológica ya que los sedimentos originales se transformaron en rocas sedimentarias y, muchos millones de años después, fueron sometidas a elevadas presiones y temperaturas que las transformaron finalmente en rocas metamórficas.

En la actualidad las rocas de la Zona Interna se extienden al sur de la línea Alicante-Crevillent ocupando el tercio meridional de la provincia. Sus afloramientos son muy escasos, destacando las Sierras de Callosa (figura 12) y Orihuela, si bien existen otros de menor entidad como el de Catral o el de la isla de Tabarca. Este último afloramiento constituye el testigo más oriental de la Zona Interna.

Esta zona está constituida en general por rocas metamórficas, si bien dentro de nuestra provincia el efecto del metamorfismo es ligero, por lo que se llegan a reconocer bien los rasgos originales, sedimentarios o ígneos, de sus materiales. Se trata de cuarcitas y filitas en la base, coronadas por una potente serie de carbonatos (calizas y dolomías algo recristalizadas con algunos niveles de yeso). En este conjunto aparecen intrusiones de rocas ígneas básicas (cantera de Orihuela).

CUENCAS SEDIMENTARIAS NEÓGENO-CUATERNARIAS

Sobre las rocas de estos dos dominios (Zona Externa y Zona Interna) se apoyan un conjunto de cuencas sedimentarias que están rellenas por rocas de edad más reciente (aproximadamente de los últimos 25 millones de años). Estas rocas más jóvenes las

podemos encontrar en el sector septentrional en cuencas como las de Alcoy, Tibi (figura 13), el valle del Vinalopó o el norte de la provincia de Alicante (figura 14). En el sector meridional de la provincia se encuentra la cuenca más importante de todas, la del Bajo Segura.



Figura 13. Capas carbonatadas del Mioceno medio apoyadas sobre materiales rojizos del Triásico en el embalse de Tibi. Obsérvese la gran inclinación de las capas carbonatadas que ha sido producida por la colisión entre el Continente Mesomediterráneo e Iberia. En estas capas carbonatadas se apoya la Presa de Tibi, una de las maravillas arquitectónicas de nuestra provincia ya que sus obras comenzaron en 1580 (es uno de los embalses más antiguos de Europa). Fotografía cortesía de Fernando Prieto, <http://www.linkalicante.com>.

EL RELIEVE ACTUAL DE LA PROVINCIA DE ALICANTE

La provincia de Alicante, aunque no posee cumbres demasiado elevadas (el techo es Aitana con 1556 m), es un territorio muy montañoso. Los desniveles son bastante considerables y en poca distancia pasamos del nivel del mar a cumbres que superan el millar de metros. Otra característica singular es que la provincia de Alicante se encuentra dividida en dos zonas con muy distinto relieve: la zona situada al sur de la línea imaginaria que une las poblaciones de Alicante-Elche-Crevillent-Abanilla (esta última población ya en la provincia de Murcia) tiene un relieve muy suave, ya que está dominada por la Vega Baja del Segura y el Campo de Elche. Por el contrario, la zona que queda al norte de dicha línea es mucho más montañosa y escarpada. Esta diferencia topográfica también se deja sentir en la costa. Desde los alrededores de la ciudad de Alicante hacia el norte, domina una costa acantilada (Pueblo acantilado, Serra Gelada, Morro de Toix, Penyal d'Ifac, Punta de Moraira-Cabo de la Nao, Cabo de San Antonio, ...) mientras que hacia el sur son mucho más frecuentes las largas playas arenosas (San Juan, Arenales, Gran Playa-Playa Lisa, La Marina-Guardamar-La Mata, ...).

El relieve de cualquier territorio, y no podía ser menos el de la provincia de Alicante, tiene mucho que ver con su historia geológica. Son muchos los rasgos topográficos que podríamos explicar a continuación, y muchas las curiosidades.



Figura 14. Costa acantilada situada al sur de Cala Blanca (Jávea), en las proximidades del Cabo de la Nao. Estos acantilados están modelados en rocas de color blanquecino que corresponden a margas y calizas margosas del Mioceno Medio (en la provincia de Alicante se las conoce como "tap"). Los hidrogeólogos acuñaron el término "tap" porque estos materiales arcillosos son impermeables y actuaban de "tapón" (tap en valenciano) de los acuíferos carbonatados de rocas más antiguas (fundamentalmente de edad Paleógeno, Cretácico y Jurásico).

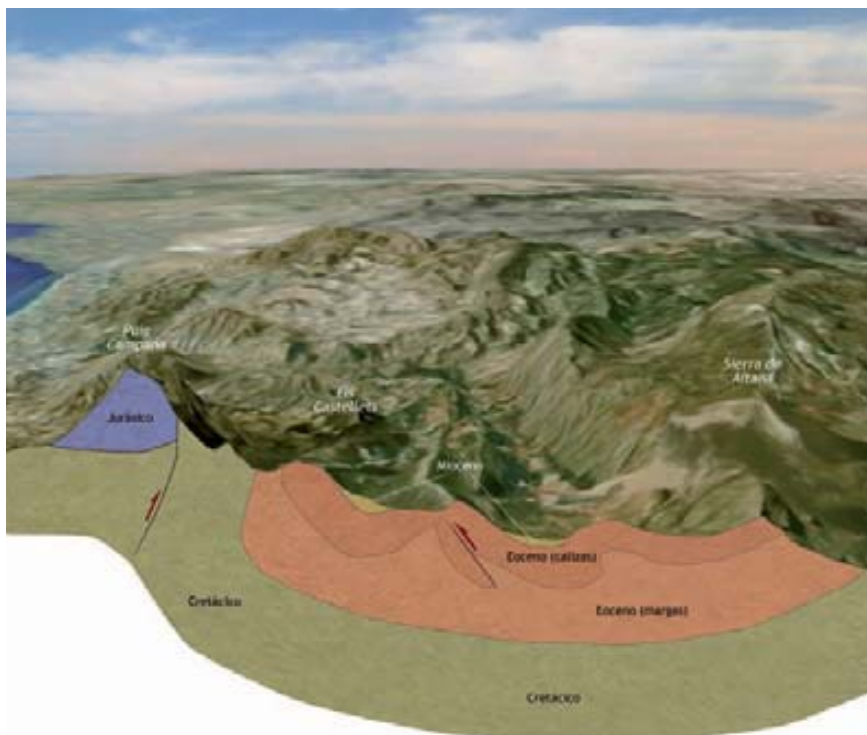


Figura 15. Corte geológico esquemático de la zona de Puig Campana-Ponoig-Sierra de Aitana que muestra cómo las rocas de edad jurásica, cretácica y eocena están intensamente plegadas y fracturadas. Obsérvese la relación entre los pliegues y las montañas y valles del sector (ver figura 19).



Figura 16. Fotografía panorámica aérea de la zona de Puig Campana-Ponoig-Sierra de Aitana que muestra cómo las rocas están intensamente plegadas y fracturadas. Obsérvese la relación entre los pliegues y las montañas y valles del sector (ver figura 15). Fotografía cortesía del Diario Información.



Figura 17. Rocas plegadas de edad Paleógeno al sur de Pueblo Acantilado (entre El Campello y Villajoyosa). Obsérvese cómo a la izquierda de la torre vigía las capas están verticales mientras que a la derecha están casi horizontales. Estos pliegues han sido producidos por la colisión entre el Continente Mesomediterráneo e Iberia.

Hemos escogido, como muestra, tres elementos singulares del relieve que están condicionados por esa larga historia geológica de más de 200 millones de años.

LAS MONTAÑAS Y VALLES DEL NORTE DE LA PROVINCIA DE ALICANTE

En una imagen de satélite o de Google Earth se observa uno de los rasgos topográficos más destacados de nuestra provincia: la alternancia de pequeñas sierras y valles alargados en su mayoría en la dirección casi este-oeste (en realidad tienen una dirección media N70E). ¿Cómo se han formado? En el primer apartado de este capítulo explicábamos que en el Mioceno Inferior el Con-



Figura 18. Fotografía de una discordancia angular (ver LIG 16 Villafranqueza) en el Barranco Blanco (Agost). Las capas inclinadas son de edad Mioceno Superior, mientras que la capa horizontal corresponde a los sedimentos depositados por el arroyo de Barranco Blanco durante el Cuaternario. Estas capas más jóvenes del Cuaternario no están plegadas en esta zona porque la colisión entre las placas Africana y Euroasiática, en nuestra provincia, está siendo en estos momentos especialmente activa en el sector más meridional de ésta.

tinente Mesomediterráneo colisionó con el sur de Iberia. Todas las rocas sedimentarias generadas en el margen meridional de Iberia durante el Mesozoico (Triásico, Jurásico y Cretácico) y durante el Paleógeno, comenzaron a plegarse y a fracturarse (figuras 15, 16 y 17). Se formó un tren de pliegues en el que se sucedían crestas (pliegues antiformes) y senos (pliegues sinformes). En general, con muy pocas excepciones, las sierras se sitúan allí donde tenemos pliegues antiformes y los valles donde hay pliegues sinformes (figuras 15 y 16).

¿POR QUÉ ES MÁS MONTAÑOSA LA PARTE SEPTENTRIONAL DE LA PROVINCIA?

Los terremotos se producen cuando las rocas se deforman (por ejemplo al fracturarse bruscamente). Si hacemos un poco de memoria comprobaremos que la mayor parte de los terremotos que ocurren en nuestra provincia se producen en el sur. Por ejemplo, la falla del Bajo Segura (ver LIG nº 19) ha producido un buen número de terremotos entre los que destaca el terremoto de Torrevieja de 1829, que tuvo una magnitud 6.5 en la escala Richter y una intensidad X en la escala Mercalli, y que causó casi 400 víctimas mortales. Esta actividad sísmica indica que la deformación de las rocas de nuestra provincia se concentra en su mitad meridional. ¿Cómo explicamos esta paradoja? ¿por qué las montañas más altas están en el norte que actualmente es la zona menos activa de la provincia? Hay que aclarar que cuando el Continente Mesomediterráneo comenzó a colisionar con Iberia, los primeros pliegues se formaron al norte; en un momento dado estos pliegues dejaron de ser activos y comenzaron a plegarse las rocas situadas algo más al sur. Durante los últimos millones de años se ha estado produciendo esta migración de la deformación. Es decir, las montañas del norte de la provincia son ya antiguas, en general han dejado de elevarse y en los últimos tiempos (geológicos por supuesto) están siendo erosionadas (figura 18). Sin embargo, en el sur, se están formando nuevos relieves que en el futuro formarán montañas más elevadas. Es decir, las montañas del sur de la provincia son más bajas porque son más jóvenes y



Figura 19. Corte geológico esquemático sobre una imagen de Google Earth de la zona sur de la provincia de Alicante. Se observan las rocas de la Zona Externa al norte y la Zona Interna al sur, los sedimentos de edad Mioceno Superior a Cuaternario de la cuenca del Bajo Segura. Nótese cómo estas rocas más jóvenes están plegadas. Es en esta zona de la provincia de Alicante donde los movimientos de las placas tectónicas están dejando su impronta. Con el paso de los millones de años estos relieves del sur de nuestra provincia serán más elevados.

todavía están creciendo. Por ejemplo, la Sierra de Crevillent, elevada algo más de 1000 metros sobre el nivel del mar no existía hace tan solo 8 millones de años, o las sierras de Santa Pola, La Marina o Guardamar son relieves muy jóvenes formados en los últimos 3 ó 4 millones de años (figura 19). En definitiva, con el paso del tiempo "geológico", en los próximos millones de años, el relieve montañoso del norte de la provincia de Alicante se irá erosionando progresivamente y surgirán nuevas montañas más elevadas en la parte meridional. También aumentará la extensión de la provincia por el sur, emergiendo nuevos relieves ahora sumergidos. Los trabajos de investigación realizados bajo el mar han descubierto cómo los sedimentos marinos se están plegando y dentro de poco tiempo (unos pocos millones de años) emergerán formando sierras similares a La Marina o Santa Pola.

¿CÓMO SE HAN FORMADO LOS ACANTILADOS DEL NORTE DE LA PROVINCIA?

Uno de los rasgos paisajísticos de los que más puede presumir nuestra provincia es su costa acantilada. Por ejemplo, en Serra Gelada se encuentra uno de los acantilados verticales más altos de Europa (con algo más de 400 m). La formación de esta costa acantilada está ligada a los "últimos coletazos" de la formación del Mar Mediterráneo y, en concreto, a la formación del Golfo de Valencia y sus vestigios en el norte de nuestra provincia. En este capítulo hemos hecho especial énfasis en la aproximación de las placas de África y Eurasia (con el Bloque Mesomediterráneo en medio). Mientras que en la zona sur de Iberia se producía esta colisión continental, algo más al este comenzaba la apertura del actual Mar Mediterráneo. En esa zona del planeta las rocas de la corteza comenzaron a estirarse, generando una serie de fallas. Estas fallas dieron lugar al hundimiento progresivo de rocas generando un relieve escalonado (como los peldaños de una gigantesca escalera). En la provincia de Alicante tenemos ejemplos de estas fallas, en cuyos escalones el agua del mar ha ido lentamente modelando la imponente costa acantilada comprendida desde Pueblo Acantilado, entre El Campello y Villajoyosa, hasta el cabo de San Antonio, entre Denia y Jávea (figura 20). En el LIG nº 4 de este libro, dedicado a la falla del Riu Blanc en la Cala del Moraig, se explica con mayor detenimiento la relación entre estas fracturas y los acantilados.



Figura 20. Fotografía panorámica aérea de la espectacular costa acantilada del norte de la provincia, entre Punta Moraira (a la izquierda) y el Cabo de la Nao (a la derecha). El relieve más elevado situado en primer término es el Puig de la Llorença y el que hay al fondo es el Montgó. Fotografía cortesía del Diario Información.

**PATRIMONIO GEOLÓGICO
DE LA PROVINCIA DE ALICANTE**

INTRODUCCIÓN

La provincia de Alicante puede presumir de tener un patrimonio geológico sobresaliente. En ella han realizado sus tesis doctorales y numerosos trabajos de investigación geólogos de varios países europeos, americanos, asiáticos y de varias universidades españolas. También ha sido elegida para que estudiantes de numerosas universidades realicen sus prácticas de campo. Y en ella se han celebrado varios congresos geológicos entre los que destacan el *15th International Sedimentological Congress* (1998), el *11th MAEGS (Meeting of the Association of European Geological Societies)* (1999), el V Congreso Geológico de España (2000), el XIII Simposio de Enseñanza de la Geología (2004), el Simposio Homenaje a D. Daniel Jiménez de Cisneros (2004), la XXV Reunión de la Sociedad Española de Mineralogía (2005), el Simposio Internacional sobre el Uso Sostenible de las Aguas Subterráneas ISGWAS (2006), entre otros.

¿Y qué es lo que la hace interesante desde un punto de vista geológico?

Su intensa y convulsa historia geológica de más de 200 millones de años es realizada por magníficos afloramientos que podemos disfrutar gracias a la escarpada orografía, en parte recortada en espectaculares acantilados, y a una cobertura vegetal poco densa. Este hecho hace que en Alicante encontremos afloramientos geológicos de gran calidad, que tienen interés regional, nacional e, incluso, internacional. En este trabajo describimos los principales valores del patrimonio geológico alicantino.

GEODIVERSIDAD DE LA PROVINCIA DE ALICANTE

La variedad de acontecimientos que se han sucedido en nuestra provincia durante más de doscientos millones de años explican su gran riqueza geológica.

En la actualidad, de los 20 contextos geológicos de relevancia internacional definidos en España, al menos tres están presentes en nuestra provincia: (1) Series mesozoicas de las cordilleras Bética e Ibérica, (2) Secciones estratigráficas del límite Cretácico/Terciario y (3) Episodios evaporíticos messinienses (crisis de salinidad mediterránea).

Por otra parte, en el listado de 142 Geosites (lugares de especial interés geológico) en nuestro país, sólo dos son de la provincia de Alicante: (1) El Montgó (punto número 36 del catálogo, Geosite MZ-02) que destaca por aspectos estratigráficos, en particular por la existencia de plataformas de carbonatos del Cretácico (se le ha dedicado un capítulo específico en este libro, el LIG nº 1), y (2) Las Lomas de la Beata en Agost (punto número 70 del catálogo, Geosite KT-03), que también destaca por su interés estratigráfico, ya que existe un nivel de arcilla del límite K-T. En este límite K-T (Cretácico-Terciario) se produjo la extinción de numerosas especies, entre ellas los grandes reptiles, por el posible impacto de un gran meteorito en la península de Yucatán (México), hace aproximadamente 65 millones de años (figuras 1 y 2).

Como se puede comprobar en el actual listado de Geosites, del tercer contexto geológico de relevancia internacional que hace referencia a la Crisis de Salinidad Messiniense, no hay ningún Geosite descrito en nuestra provincia a pesar de que en ella se encuentran los niveles de yesos de San Miguel de Salinas, algunas capas de estromatolitos de gran espectacularidad o varias secciones estratigráficas en la Cuenca del Bajo Segura, donde hay evidencias de la desecación que sufrió el Mar Mediterráneo hace algo más de 5 millones de años.

Pero la provincia de Alicante tiene otros muchos lugares de interés geológico con gran relevancia regional y nacional, e incluso algunos de relevancia internacional que no figuran actualmente en el listado de Geosites. Por fortuna, y tal como indica el Insti-



Figura 1. Caracterización del impacto del asteroide que se produjo en la Península de Yucatán (México) hace 65 millones de años. Se indica la posición que ocupaba Iberia y, con la letra A, el sector donde se depositaban los sedimentos de esa edad que actualmente encontramos en la localidad de Agost transformados en rocas.

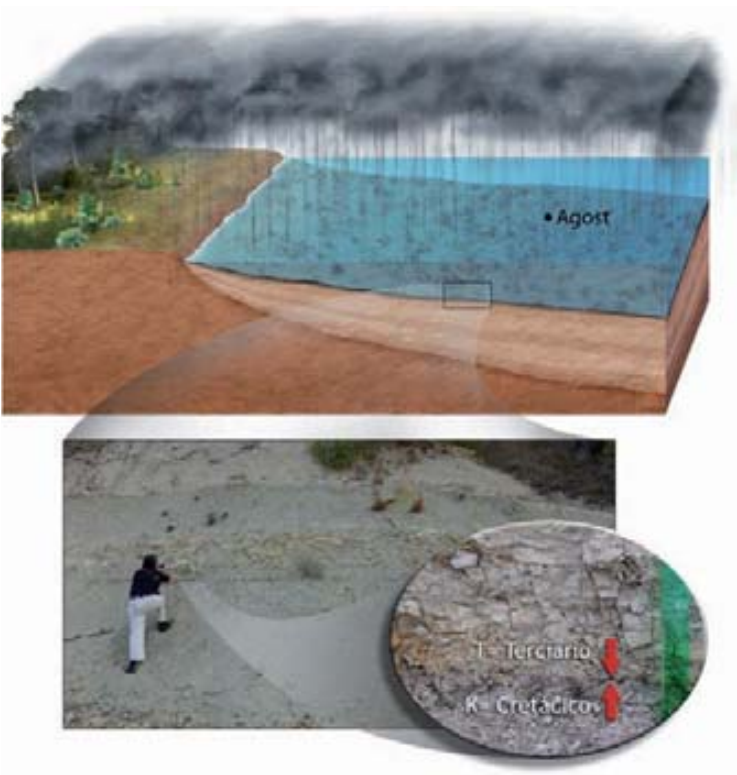


Figura 2. Representación esquemática del mar situado al sur de Iberia donde se depositaban sedimentos arcillosos a finales del Cretácico. El impacto del asteroide expulsó a la atmósfera gran cantidad de material tanto de las rocas que había entonces en la zona de impacto, como del propio cuerpo extraterrestre. Este material en suspensión, que formó una densa nube alrededor de todo el Planeta, cayó como una fina lluvia depositando una capa delgada. Este nivel, que contiene pequeñas cantidades de elementos de origen extraterrestre, se conserva al norte de la localidad de Agost (ver detalle). En este momento se produjo una extinción faunística masiva (la más conocida es la de los dinosaurios), que ha sido utilizada para definir en 65 millones de años el final de la era Mesozoica (vida media) y el inicio de la era Cenozoica (vida reciente). En particular se conoce como límite K-T (K de Cretácico y T de Terciario).



Figura 3. La isla de Tabarca posee, en una pequeña extensión, una variada geodiversidad, ideal para el diseño de actividades didácticas con estudiantes de diferentes niveles educativos. En la fotografía se observa un detalle de la Falla de La Virgen. Las rocas de color verde oscuro que hay a la derecha de la fotografía, son ofitas, rocas que se formaron por la solidificación de un magma muy cerca de la superficie. Fotografía cortesía de Pau Renard.

tuto Geológico y Minero de España (IGME) en su página web www.igme.es; (visitar sección dedicada a Patrimonio Geológico y Minero), éste es un listado abierto, y en los próximos años deberán incorporarse unos cuantos lugares más de interés geológico.

Por limitaciones lógicas de espacio, a continuación vamos a destacar sólo algunos de los ejemplos más importantes por su interés científico, didáctico y/o paisajístico. Como se suele decir en estos casos "*Son todos los que están pero no están todos los que son*". Se trata de una selección en la que faltan muchos otros puntos de interés geológico de la provincia. En cualquier caso, en un futuro inmediato será necesario desarrollar un proyecto de investigación específico sobre el patrimonio geológico de nuestra provincia.

Habitualmente, un lugar de interés geológico (LIG) es interesante, en mayor o menor medida, por la suma de varios aspectos pero en este capítulo hemos decidido agruparlos en función de su mayor interés científico, didáctico o paisajístico. Su inclusión en uno u otro epígrafe es subjetiva y sólo pretende destacar su mayor relevancia. Además, los puntos que hemos escogido sólo son la punta de lanza de un variado y nutrido repertorio de lugares de interés geológico diseminados a lo largo y ancho de nuestra provincia.

LUGARES DE INTERÉS GEOLÓGICO QUE DESTACAN POR...

...SU INTERÉS CIENTÍFICO

Entre los lugares de interés geológico que destacan por su interés científico hay que resaltar los dos Geositios catalogados oficialmente en nuestra provincia: el Montgó y el límite K-T de Agost. Otros puntos sobresalientes que no forman parte de ese listado son el arrecife messiniense de Santa Pola, los yesos de San Miguel de Salinas, el Cerro de la Cruz, el Diapiro de Pinoso o las estructuras sedimentarias de deformación de la Cañada del Judío en las proximidades de San Miguel de Salinas.

El Montgó cuenta con un registro sedimentario completo de los materiales que se depositaron durante la transgresión que tuvo lugar hace 96 millones de años (Cretácico), y que representa el mayor ascenso del nivel del mar de la historia de la Tierra registrado a escala global, y que sumergió la mayor parte de la Península Ibérica bajo las aguas marinas. Más información sobre el Montgó se encuentra en el LIG nº 1 de este libro.

En las proximidades de Agost se encuentra una de las manifestaciones asociadas a la caída del meteorito que causó la gran extinción faunística de finales del Cretácico, responsable de la desaparición, entre otros, de los dinosaurios. Los restos de aquel impacto han quedado registrados en una delgada capa de arcilla de color oscuro que contiene una alta concentración de Iridio y otros elementos de origen fundamentalmente extraterrestre. Esta pequeña capa se denomina límite K-T porque sirvió para establecer el límite entre el Cretácico (K) y el Terciario (T) (figuras 1 y 2).

La Sierra de Santa Pola es un arrecife de coral fósil que, a pesar de haberse formado hace ya entre 6 y 5 millones de años (Messiniense), todavía preserva de forma sorprendente muchos de sus elementos originales. Su excepcional estado de preservación lo convierten en un lugar privilegiado para el estudio de arrecifes. Los aspectos más interesantes de esta Sierra se desarrollan en el LIG nº 17.

En los alrededores de San Miguel de Salinas existen varios afloramientos de yeso. La principal importancia de estos yesos es su relación con la etapa de precipitación de evaporitas que ocurrió a finales del Mioceno, durante el Messiniense, en numerosas cuencas del Mediterráneo. Yesos similares se han reconocido en las cuencas de Almería (Sorbas y Níjar), además de

Sicilia, los Apeninos, Grecia y Chipre. Esta amplia distribución de los yesos ha sido la clave para definir la “Crisis de Salinidad del Messiniense” como un acontecimiento singular y único en la evolución del Mediterráneo. El LIG nº 20 de este libro está dedicado a estos yesos.

El entorno del Cerro de La Cruz, en La Romana, destaca por su interés paleontológico, debido a la abundancia, diversidad y excelente estado de preservación de fósiles de invertebrados marinos pertenecientes a diversos grupos: braquiópodos, crinoides, ammonites, belemnites... Posee también un significativo interés científico y didáctico por la continuidad de los materiales de la serie del Jurásico Inferior alicantino, siendo un magnífico ejemplo de las relaciones entre los ambientes de depósito de los fósiles y los propios restos. Información más detallada sobre el Cerro de la Cruz se encuentra en el LIG nº 17 de este libro.

En Pinoso se encuentra el Cabezo de la Sal que constituye un magnífico ejemplo de diapiro salino. En general, los diaquiros salinos han sido sometidos a intensos procesos de meteorización y erosión, generando relieves negativos, por lo que es muy raro en-



Figura 4. Estudiantes de Ingeniería Geológica de la Universidad de Alicante realizando una actividad de campo en el Cabo de las Huertas.

contrar en similares latitudes aflorando los materiales salinos que encontramos en Pinoso. El LIG nº 15 de este libro está dedicado íntegramente a esta "montaña de sal".

En la Cañada del Judío, aproximadamente dos kilómetros al sur de la población de San Miguel de Salinas se localizan afloramientos de estructuras sedimentarias deformadas por la acción del oleaje de tormenta. Estos afloramientos son, desde un punto de vista científico, excepcionales por ser uno de los primeros ejemplos descritos a nivel mundial en el que se observan deformaciones "fósiles" en el sedimento producidas por el oleaje.

...SU INTERÉS DIDÁCTICO

Desde hace más de 20 años se vienen realizando prácticas de campo de diversas asignaturas relacionadas con la geología en titulaciones universitarias como Ingeniería Geológica, Biología, Educación Infantil y Primaria, Ingeniería de Caminos, Canales y Puertos, Ciencias Ambientales, etc. También muchos centros de enseñanza secundaria de la provincia aprovechan las posibilidades geológicas de su entorno para realizar itinerarios geológicos con los alumnos de Bachillerato y ESO. Una colección de estos itinerarios ha sido publicada en el libro "Itinerarios geológicos por la Provincia de Alicante", editado por la Universidad de Alicante, en el que colaboraron estrechamente profesores universitarios y profesores de enseñanza secundaria.



Figura 5. Estudiantes de Ingeniería Geológica de la Universidad de Alicante realizando medidas geológicas con brújula junto a la discordancia de Villafranqueza (LIG nº 16 de este libro).

Entre los muchos itinerarios geológicos utilizados por el profesorado, tal vez los más usados por su peculiar interés didáctico hayan sido los de la Isla de Tabarca (figura 3), el Cabo de las Huertas (figura 4), las Lomas del Garbinet (figura 5) y la Sierra de Benejúzar. La gran variedad temática de sus afloramientos (de interés estratigráfico, geomorfológico, mineralógico, paleontológico, petrológico, tectónico, etc.), junto a la calidad de exposición, hace que tengan un gran potencial didáctico. Las Lomas del Garbinet y la Sierra de Benejúzar son tratadas en los LIGs nº 16 y 19 respectivamente.

...SU INTERÉS PAISAJÍSTICO

Los lugares de interés geológico incluidos en este apartado tienen, además de su valor científico y didáctico, un valor añadido gracias a su atractivo paisajístico. Su singularidad y belleza hace que algunos de estos lugares sean aprovechados como recurso turístico.

Entre estos lugares se encuentra la mayor parte del litoral provincial. El paisaje litoral de Alicante constituye un importante valor de nuestro patrimonio geológico. A él pertenecen formaciones geológicas tan relevantes como los cordones dunares y las lagunas costeras del sur de la provincia y los grandes acantilados y calas del norte. Estos grandes acantilados son aprovechados por varias empresas turísticas para la realización de diversas rutas, aunque todavía no se ha aprovechado el contenido cultural de las mismas, incluido el espectacular patrimonio geológico que poseen (figura 6). Pero, de entre todos estos elemen-



Figura 6. Panorámica de un grupo de participantes del Geolodía 08 celebrado en el Parc Natural de la Serra Gelada. Los itinerarios en barco o catamarán son habituales en la costa acantilada de nuestra provincia. El patrimonio geológico, junto a otros valores culturales, es un valor añadido al atractivo paisajístico de estas rutas. Fotografía cortesía de Vicenta Vidal.

tos destacan, pese a su pequeña extensión y representatividad espacial dentro de la geología de la provincia, las playas, cuya influencia en la economía local es más que notable. Actualmente hay catalogadas 166 playas (Página web oficial del Ministerio de Medioambiente y Medio Rural y Marino) que se extienden desde la más septentrional (Playa de Els Poblets, Denia) hasta la más meridional (Playa del Mojón, Pilar de la Horadada) (figura 7).

Otro recurso geoturístico destacado de nuestra provincia son sus cavidades kársticas. Hay que tener en cuenta, que la mayor parte de los relieves de la provincia están constituidos por rocas carbonatadas. La karstificación (disolución, erosión mecánica,...etc.) superficial y/o subterránea de este tipo de rocas localmente se traduce en la formación de sistemas jerarquizados de conductos y cavidades (espeleogénesis), que en muchos casos son accesibles y visitables. Así, la provincia de Alicante presenta el mayor número de cavidades acondicionadas para la visita turística de la Comunidad Valenciana como la Cova del Canelobre (LIG nº 13 de este libro), Cova de les Calaveres y la Cova del Rull. Estas cavidades, auténticas maravillas de la naturaleza, forman parte del patrimonio natural provincial presentando un alto valor como recurso geológico, medioambiental y cultural. Decenas de miles de visitantes al año disfrutan de este acercamiento al mundo subterráneo alicantino, constituyendo un recurso socioeconómico muy notable para la región, y convirtiéndose en auténticos centros de generación y transmisión del medio natural (o de la geodiversidad). Existe un catálogo de cuevas (decreto 65/2006, de 12 de mayo, del Consell), por el que se desarrolla el régimen de protección de las cuevas y se aprueba el Catálogo de Cuevas de la Comunidad Valenciana.

También existen otros parajes naturales, entre los que destaca el curso alto del Río Algar, en donde es posible realizar un pequeño itinerario en el que se observan manantiales, saltos de agua y una vegetación exuberante que confieren a este paraje un gran atractivo paisajístico. En el LIG nº 6 de este libro se encuentra más información sobre este turístico lugar.

En este apartado de interés paisajístico también es obligado hacer mención a los espacios naturales protegidos. En la actualidad, a pesar de que la legislación contempla la protección de espacios naturales por sus valores geológicos, paleontológicos, y geomorfológicos, no se ha declarado ninguna figura de protección en la Comunitat Valenciana atendiendo a estos aspectos geológicos. No obstante, parte del Patrimonio Geológico de la provincia de Alicante incluido en esta publicación están englobados dentro de alguna de las diferentes figuras de los Espacios Naturales Protegidos: en Parques Naturales (El Montgó, Penyal

SABÍAS QUE...?

El suelo de la explanada de Alicante es un mosaico con más de 6 millones de teselas que simulan las olas del mar. Estas teselas están formadas por tres tipos de roca diferentes que otorgan los colores característicos del suelo de este paseo: rojo, beige y negro. Se trata de tres tipos de calizas fosilíferas con diferentes porcentajes de hierro el cual a su vez aparece en diferentes estados de oxidación (de ahí los tonos rojo- beige-negro, éste último reforzado por la presencia de materia orgánica). Dos de estas variedades son rocas ornamentales que se explotan en la provincia de Alicante: las teselas rojas corresponden al Rojo Alicante (extraído en Cavarrasa, Monóvar, en terrenos del Mesozoico) y las beiges al Crema Marfil (procedente de las canteras del Coto, en Pinoso, en materiales del Paleógeno). Las teselas negras se han traído desde las canteras del País Vasco en las que se explota la variedad comercial Negro Markina, en materiales mesozoicos.



Figura 7. Fotografía de la playa de San Juan, con el Cabo de las Huertas en primer término. Fotografía cortesía del Diario Información.

d'Ifac, dunas fósiles de Serra Gelada, Salinas de Santa Pola, Ullals de la Marjal de Pego-Oliva, Serra de Mariola), en Parajes Naturales Municipales (El Arenal de l'Amorxó, Pliegues de la Sierra de Callosa y Orihuela, Els Arcs de Castell de Castells) o en Paisajes Protegidos (Anticlinal de la Serra de Bernia, Serra de Ferrer, Serra de Bernia, Puig Campana, Barranc de l'Encantá).

Esperamos y deseamos que esta publicación sirva, por una parte, para poner en valor los recursos geológicos que muchos de estos espacios naturales protegidos poseen y, por otra, para que los diferentes niveles de protección establecidos por la ley 11/94 del 27 de diciembre sobre Espacios Naturales Protegidos de la Comunitat Valenciana, como Parques Naturales, Parajes Naturales Municipales, Reservas Naturales, Monumentos Naturales, Sitios de Interés o Paisajes Protegidos, permitan incluir aquellos otros que todavía carecen de protección.

Mención aparte se merecen los senderos de pequeño recorrido que presenta la provincia de



Figura 8. Grupo de profesores participando en una actividad de formación en el río Monnegre organizada por la Asociación Española para la Enseñanza de las Ciencias de la Tierra (AEPECT) y la Universidad de Alicante.



Figura 9. Izquierda: panorámica de los acantilados de Serra Gelada desde Torre Seguro (Benidorm). Al pie de los acantilados se observan las dunas fósiles (eolianitas). Fotografía cortesía de Rafael Durá. Derecha: costa acantilada al norte de la Cala del Charco (con la Isla de Benidorm al fondo). La línea inclinada hacia el mar que separa dos conjuntos de roca diferentes es una falla. Los estratos plegados que se observan en estas rocas se formaron en grandes deslizamientos marinos ocurridos durante el Paleógeno.



Figura 10. Panorámica y detalle de Rambla Salada, situada en la Sierra de Crevillent, al norte de Albatera, una de las maravillas del patrimonio geológico de la provincia. El Ayuntamiento de Albatera ha elaborado el Sendero cultural "Canal de la Rambla Salada-Los Lagos". Fotografías cortesía de Ana Crespo.



Figura 11. Panorámica de una de las fracturas abiertas de la Llibreria (Jijona), en el sector de las Peñas de Roset. La enorme fractura está rellenándose de bloques desprendidos de las paredes. Esta espectacular zona de fracturas abiertas recuerda a las Simas de Partagat en la sierra de Aitana (LIG 7). Fotografía cortesía de José Carlos Cristóbal.

Alicante y que permiten contemplar y disfrutar de una gran diversidad de paisajes. A lo largo de estos senderos, cuyas características y recorrido se pueden consultar en las recientes publicaciones de la Diputación de Alicante "Senderos a Pie", "Senderos de la Sal", y "Senderos en Bici" se pueden reconocer algunos de los lugares geológicos más emblemáticos y singulares de nuestra provincia, entre los que se encuentran las Simas de Partagat, Els Frares, los Acantilados en la comarca de la Marina Alta, el Puig Campana, el Barranc de l'Infern y el Río Monnegre (figura 8). En concreto, para la celebración del Geolodía 2009 se eligieron por su valor didáctico y paisajístico dos de estos senderos: el PR.CV-21 y el PR.CV-10, que recorren la Sierra de Aitana.

OTROS LUGARES DE INTERÉS GEOLÓGICO

Como se ha comentado anteriormente, estos puntos sólo son una pequeña muestra del rico y diverso patrimonio geológico de la provincia. Otros puntos interesantes son los pináculos del Castell de Perputxent de l'Orxa, la sima de Pedreguer, las dunas fósiles de Jávea, los arcos en roca del norte de la provincia (Serrella, Aitana, Penáguila –arcos de Santa Lucía y Pont dels Gats-, Puig Campana, Cabeço d'Or, ...), la cala de la Granadella, el anticlinal de la Sierra de Bernia, los ammonites de la Querola (Concentaina), travertinos del Salt y Els Canalons en Alcoy, los grandes bloques deslizados de la cuenca de Tár-bena, las pistas fósiles del Albir (Serra Gelada), los acantilados de Serra Gelada (figura 9A), los pliegues angulares del embalse del Amadorio, los deslizamientos marinos de Villajoyosa-Benidorm (figura 9B), los paredones calizos de Els Castelletts, la cuenca endorreica de Salinas, la rambla Honda (El Llosar), el domo del Racó de Cortés, los manantiales salinos del Valle del Vinalopó, los manantiales termales del Cabeço d'Or (secos desde la década de los sesenta), el paleokarst Cretácico del Cabeço d'Or, fracturas abiertas de la Llibreria en Jijona (figura 11), los oolitos ferruginosos de Busot, el barranco Blanco de Agost, el monte Benacantil, las mineralizaciones de clinzoisita en la Sierra de Crevillent, los yacimientos de macrovertebrados de Crevillent, Monteagudo (Sierra de Crevillent), las salinas de Santa Pola, las icnitas en El Porquet (Alicante), los estromatolitos de la Sierra del Colmenar, la discontinuidad estratigráfica mio-plioceno del borde norte de la cuenca del Bajo Segura, la rambla Salada (Albatera) (figura 10), el arrecife de Elche, las microfallas de la cantera Serra Grossa, los pliegues de las sierras de Callosa de Segura y Orihuela, las diatomitas con peces fósiles del Embalse de la Pedrera, los terrenos tirrenienses de la mitad sur de la provincia, el cordón de dunas actuales y fósiles del Carabásí, las estratificaciones cruzadas del Cabo Cervera, los niveles del Tirreniense del sur de la provincia, entre otros.

OTROS ASPECTOS RELACIONADOS CON EL PATRIMONIO GEOLÓGICO

Otros aspectos a destacar relacionados con el Patrimonio Geológico de nuestra provincia son el patrimonio geológico denominado "mueble". En la provincia de Alicante destaca el joven y dinámico Museo de Paleontología de Elche (MUPE). Este museo abrió sus puertas en el año 2004, fruto del esfuerzo y dedicación, durante más de 20 años, de los miembros del Grupo Cultural Paleontológico de Elche. Esta institución está dedicada a la comunicación, conservación e investigación del patrimonio paleontológico y geológico. Este museo, situado en la Plaça de Sant Joan, tiene en su planta alta una representación espectacular del patrimonio paleontológico de nuestra provincia (figura 12).

Cabe destacar la importancia de algunas colecciones mineralógicas y paleontológicas privadas como la colección perteneciente a D. Daniel de Jiménez de Cisneros que incluye más de diez mil ejemplares de fósiles y minerales, mayoritariamente de Alicante y Murcia, y que ha podido ser estudiada durante los últimos años a través de distintos proyectos de investigación y gracias a la labor de conservación realizada por sus herederos.

EL FUTURO DEL PATRIMONIO GEOLÓGICO ANTE LA NUEVA LEGISLACIÓN

LEY DE PATRIMONIO NATURAL Y BIODIVERSIDAD

El 14 de diciembre de 2007 se publica en el B.O.E. nº 299 la ley 42/2007 sobre Patrimonio Natural y Biodiversidad. Aunque esta ley todavía no ha colmado las aspiraciones de la comunidad geológica en cuanto a defensa del patrimonio geológico de nuestro país, ha significado un avance muy destacado. En esta nueva ley se incluyen, por primera vez, varios artículos específicos sobre



Figura 12. Colección de piñas y hojas fósiles del Plioceno expuesta en el Museo Paleontológico de Elche. Es imprescindible su visita para conocer la extraordinaria colección de fósiles de la provincia (www.cidarismpe.org/). Plaça de Sant Joan,3, 03202, Elche, Tfno: 965 45 88 03. Fotografía cortesía de MUPE.

la puesta en valor, defensa y protección del patrimonio geológico. Díaz-Martínez *et al.* (2008) relatan detalladamente todos los logros de esta nueva norma entre los que destacamos los siguientes: (1) La protección de la geodiversidad es un deber de las Administraciones Públicas (Art. 5.2.f); (2) Es obligatorio la realización de un "Inventario de Lugares de Interés Geológico representativo de, al menos, las unidades y contextos geológicos recogidos en el Anexo VIII de la Ley (Art. 9.2.10); (3) Uno de los objetivos de los Planes de Ordenación de los Recursos Naturales (PORN) es definir el estado de conservación e identificar la capacidad e intensidad de uso de la geodiversidad y de los procesos geológicos, previendo y promoviendo su conservación y restauración (Art. 17.b, c y f); (4) Entre los criterios para definir los espacios naturales protegidos están el "Contener sistemas o elementos ... de especial interés ... geológico" (es decir, contener patrimonio geológico), y la "protección y mantenimiento de ... la geodiversidad" (Art. 27.1); (5) Un criterio para utilizar la figura de Parque para un espacio natural protegido (ENP) es su diversidad geológica (Art. 30.1); (6) Establece la figura de Monumento Natural para proteger "las formaciones geológicas, los yacimientos paleontológicos y mineralógicos, los estratotipos y demás elementos de la gea que reúnan un interés especial por la singularidad o importancia de sus valores científicos, culturales y paisajísticos (Art. 33.2).

Por otra parte, la ley hace especial referencia al término Lugar de Interés Geológico (LIG). En la página web del IGME, en su sección dedicada a patrimonio geológico (www.igme.es/internet/patrimonio/principal.htm), se incluye la siguiente definición de LIG: *En su acepción más amplia, se considera que los LIGs pueden presentar interés científico, cultural y/o educativo, e incluso un interés paisajístico o recreativo. Pero lo que se suele valorar fundamentalmente es el valor científico, es decir, la información que ese lugar proporciona a la hora de recomponer la historia geológica de la zona o ilustrar el funcionamiento de un determinado*

Tal y como se demuestra en estas páginas, la provincia de Alicante tiene un rico y variado patrimonio geológico. Sin embargo, es justo reconocer la escasez de yacimientos minerales importantes desde el punto de vista del coleccionismo o del uso industrial. Únicamente poseen un elevado valor económico en la provincia las rocas ornamentales (tanto por su explotación actual como por sus reservas). Los yacimientos minerales más destacados de la provincia son los correspondientes a **Ocres**, **Epidota**, **Celestina**, **Yesos** y **Halita** (figura 13).

El **Ocre** es el nombre genérico con el que se designaban a los óxidos (hematites) e hidróxidos de hierro. Han sido un recurso de interés económico en la provincia de Alicante, explotándose para pinturas, desde el último tercio del siglo XIX hasta el último tercio del siglo XX. Estas explotaciones se realizaban en la minas de "La Justa" "Felicidad" y "El Sabinar" en el término de Mutxamiel y "El Sabinar Segundo" en el término de San Vicente del Raspeig, existiendo otras antiguas explotaciones en l'Alfàs del Pi y Busot, entre otras.

La **Epidota** (silicato de calcio, hierro y aluminio) se encuentra, con ejemplares de interés coleccionista, asociada a las diabasas de Albaterra (Cabezo Negro) habiéndose encontrado buenos ejemplares en la cantera de áridos de "Los Serranos".

La **Celestina** (sulfato de estroncio) se encuentra con relativa frecuencia en el Cretácico del Prébetico Interno de la Provincia de Alicante. Se han encontrado bellos ejemplares de cristales en la zona de Agost-San Vicente del Raspeig- Alicante, principalmente en las canteras de Rabasa, El Verdegás y Agost, así como en las minas de "ocre" de la región. Este mineral (la celestina) llegó a explotarse en las minas del Cabeçò d' Or.

Los yacimientos de **Yeso** y **Halita** de la provincia de Alicante destacan tanto por su interés industrial como coleccionista. Dichos yacimientos se localizan en San Miguel de Salinas (Yeso) y Pinoso (Halita), y se explican detalladamente en los capítulos de este libro dedicados a los lugares de interés geológico nº 15 (Diapiro de Pinoso) y nº 20 (Yesos de San Miguel de Salinas).

proceso geológico. Por eso se suele valorar su rareza, escasez, singularidad o representatividad dentro de la geología de la zona, entre otros criterios de valoración.

LEY DE DESARROLLO SOSTENIBLE DEL MEDIO RURAL

Gracias a las propuestas de la Comisión de Patrimonio Geológico de la Sociedad Geológica de España (ver Díaz-Martínez *et al.*, 2008), esta nueva Ley 45/2007, de 13 de diciembre, de Desarrollo Sostenible del Medio Rural, especifica que "Se incluirán ini-



Figura 13. Colección de minerales más representativos de la provincia de Alicante. Fotografías cortesía de Grupo Mineralógico de Alicante (Pedro López, Jesús J. Pérez y José M^o Rodríguez).

ciativas para el conocimiento, protección y uso sostenible del patrimonio geológico, minero y biológico como recurso científico, cultural y turístico”.

Además, para incentivar la diversificación económica, propone el uso de recursos geológicos que existan en el entorno rural y que puedan ser utilizados para un desarrollo sostenible, dando prioridad a la conservación del medio ambiente, el paisaje y el patrimonio natural y cultural (Art. 20 g, capítulo VI).

LEY DEL PATRIMONIO CULTURAL VALENCIANO

Uno de los elementos patrimoniales más expoliados en nuestro entorno geológico ha sido el patrimonio paleontológico. Los fósiles, registro natural de la historia de la vida en nuestro planeta, acapararon la atención de los naturalistas desde el siglo XIX. Desde entonces hasta ahora, los gabinetes de historia natural y los museos de ciencias en todo el mundo se han llenado de colecciones de fósiles. Mucho es lo que se ha estudiado, pero mucho también es lo que falta por estudiar, razón por la que es imprescindible proteger este legado de la naturaleza, que constituye en sí mismo un objeto cultural.

Nuestra provincia es rica en yacimientos paleontológicos. Su nombre está ligado a ilustres paleontólogos que estudiaron su fauna fósil: Lucas Mallada, René Nickles, Vilanova i Piera, Jiménez de Cisneros, G. Cotteau y tantos otros, por lo que no es extraño encontrar equinodermos, ammonites o bivalvos cuyo nombre específico es *alicantensis*, *lucentinus*, *ilicitanus*, *contestanus* etc. Además del mundo académico que ha seguido estudiando nuestros fósiles (especialmente las universidades de Granada, Complutense, París, Toulouse, Valencia y Alicante), un conjunto de sociedades surgidas en esta tierra, también lo hacen. De ellas, cabe destacar la Asociación Paleontológica Alcoyana y el Grupo Cultural Paleontológico de Elche. Este último ha sido el promotor del MUPE (Museo Paleontológico de Elche) que con el ayuntamiento de esta ciudad sostienen un museo de primera línea en el ámbito paleontológico nacional y europeo.

Las circunstancias descritas aquí se repiten, en términos parecidos, en las provincias hermanas de Valencia y Castellón, y es la razón por la que el Consell, con el asesoramiento de los paleontólogos de la universidad, considerase en el texto del anteproyecto de Ley del Patrimonio Cultural la protección de los yacimientos paleontológicos. La Ley, aprobada por las Cortes Valencianas el 11 de junio de 1998, mejora y adecua a nuestro ámbito territorial la ley del estado de 1985. Es una ley pensada para conservar y proteger el patrimonio cultural valenciano (arquitectónico, artístico, arqueológico, etc), por lo que inicialmente hay que considerar a los fósiles un bien de interés cultural, aunque éstos y sus yacimientos son elementos naturales, por lo que algunos piensan (y otros, no) que sería una ley de patrimonio natural, su marco legislativo adecuado. Desde nuestro punto de vista, da igual, lo importante es que la paleontología valenciana esté protegida.

La ley clasifica los Bienes de Interés Cultural y establece la Zona Paleontológica como el lugar donde existe un conjunto de fósiles de interés científico o didáctico relevante. Su declaración, delimitación, inventario, conservación, prospección, excavación, estudio, etc. son objeto del desarrollo normativo de la ley.

En nuestra provincia, y también en nuestro país, nos queda todavía mucho camino por recorrer, pero estas nuevas leyes pueden significar un hito en la defensa y protección de nuestro patrimonio geológico. Mientras llegan “tiempos mejores” en los que los ciudadanos sepan valorar su patrimonio natural, los especialistas, con ayuda de la administración, podemos protegerlo amparándonos en estas nuevas leyes. El patrimonio geológico es un recurso natural muy frágil, ya que no es renovable y si perdemos

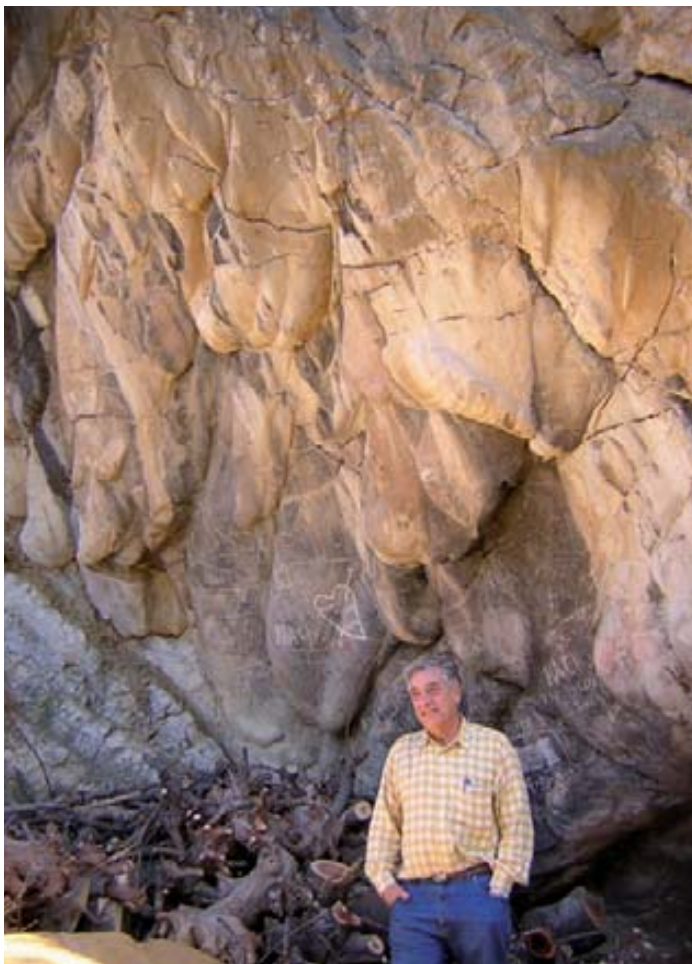


Figura 14. Al norte de Relleu, en la carretera a Torremanzanas, se observan estas espectaculares estructuras sedimentarias. En el Eoceno, la provincia de Alicante estaba cubierta por un mar relativamente profundo. Procedentes del talud, se generaban ocasionalmente corrientes que arrastraban gran cantidad de sedimentos y los depositaban al pie del talud, en el fondo del mar. Estas corrientes de gran energía iban erosionando el fondo marino dejando a su paso huellas como las que se observan en esta fotografía, que tienen un elevado interés geológico. Es necesario concienciar al ciudadano y poner en valor este patrimonio para evitar que estos afloramientos sufran el deterioro como el que muestra esta fotografía que, en la mayoría de las ocasiones, es fruto del desconocimiento. Antonio Estévez en primer término de la fotografía.

algún afloramiento de interés, lo hacemos para siempre. A día de hoy es imprescindible esa protección legal ya que nos encontramos muy lejos de esa situación ideal en la que son los propios ciudadanos los que lo protegen.

LA DIVULGACIÓN DEL PATRIMONIO GEOLÓGICO DE LA PROVINCIA

Hay una expresión que dice "Sólo se ama lo que se conoce" y el patrimonio geológico es desconocido por la inmensa mayoría de los ciudadanos. Queda mucho camino por recorrer y una de las claves es la EDUCACIÓN, ya que sin educación no es posible la conservación (Theodossiou-Drandaki, I., 2000). Esto no es una utopía porque en otros lugares del Mundo se consiguió hace ya muchos años y la Geología, junto a otros muchos aspectos, forma parte del patrimonio natural de esos países. Por ejemplo, si uno visita un centro de interpretación de un Parque Nacional como Death Valley en California (Estados Unidos) puede encontrar una estantería con más de 30 publicaciones específicas sobre Geología, tanto de ese parque como de otros de Estados Unidos. Por fortuna, en nuestro país la situación está mejorando y ya han surgido numerosas iniciativas para poner en valor el patrimonio geológico en los diferentes parques nacionales, así como en otros espacios naturales protegidos. En la Comunidad Valenciana todavía no se ha iniciado esta tarea pero esperamos que pronto comience una labor de inventario y, especialmente, de puesta en valor de los principales elementos de su rico y variado patrimonio geológico (figura 14).

En cuanto a actividades de divulgación relacionadas con la Geología durante los años 2008 y 2009 se han realizado itinerarios geológicos, Geolodías (iniciativa que surgió en Teruel en 2005), con la colaboración de diferentes entidades locales, provinciales, comunitarias y estatales, a fin de mostrar al público entusiasta de la naturaleza los extraordinarios parajes naturales y paisajísticos que encierran aspectos claves para el conocimiento de la Geología de nuestra provincia.

Estas jornadas de puertas abiertas han estado acompañadas de una gran asistencia de público. Así en octubre del año



Figura 15. Fotografía superior. José Antonio Pina explicando a un grupo de asistentes al Geolodía 08 Alicante, celebrado en el Parc Natural de Serra Gelada, cómo se han formado las montañas de nuestra provincia. Fotografía inferior. Alfonso Yébenes atendiendo a los medios de comunicación en el catamarán que recorrió los imponentes acantilados de Serra Gelada durante el Geolodía 08. Más información sobre la actividad en www.aepect.org/geolodia.htm. Fotografías cortesía de Pedro Mora.

La historia de la Tierra, como cualquier historia, no es un continuo absoluto, al menos por lo que hace referencia a los archivos conservados. Posee hitos especialmente significativos en el tiempo, y lugares o puntos que reflejan procesos de especial interés, que el hombre tiene derecho a conocer y, consecuentemente, la obligación de conservar. Esta serie de elementos geológicos singulares, representativos de la Historia geológica de cada región en particular, y de la Tierra en su conjunto, constituye el patrimonio geológico.

El patrimonio geológico es un bien común, perteneciente a cada individuo, a cada comunidad y, en último término, al conjunto de la humanidad. Su destrucción es casi siempre irreversible y conlleva la pérdida de una parte de la memoria de la Tierra, dejando a las generaciones futuras sin la posibilidad de conocimiento directo de parte de su evolución y de su historia.

El patrimonio geológico, adecuadamente gestionado, puede llegar a constituir una pieza fundamental del bienestar social y económico de su entorno. Además contribuye eficazmente al desarrollo sostenible de los ambientes rurales donde, generalmente, se localiza y sirve para avanzar en el camino de un mayor entendimiento entre el hombre y la Naturaleza. Igualmente, el patrimonio geológico es un elemento necesario para la educación ambiental.

Por último, es necesario que los responsables de las diferentes Administraciones Públicas, Centros de Investigación, técnicos, científicos, investigadores, ambientalistas, naturalistas, ecologistas, periodistas y educadores, se movilicen activamente en una campaña de sensibilización del conjunto de la población a fin de lograr que el patrimonio Geológico, indudable cenicienta del patrimonio, deje de serlo, en beneficio de todos.

TABLA 1. Algunos extractos de la Declaración de Girona sobre Patrimonio Geológico. El texto de la declaración aparece publicado en Durán *et al.* (1998).

2008 se celebró el primero de los Geolodías, con la participación de más de 600 personas, en el marco del extraordinario paraje marítimo-terrestre del Parque Natural de Sierra Gelada (figuras 6 y 15). Incluía dos trayectos, uno marítimo en un catamarán que recorrió los acantilados de la Sierra y otro terrestre que se iniciaba en la playa del Albir y llegaba hasta el faro. El segundo de los Geolodías se celebró el domingo 4 de octubre de 2009, con asistencia de más de 800 personas atendidas por 25 monitores, la mayoría profesores del Departamento de Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente de la Universidad de Alicante. Incluía un recorrido de 8,5 km que se iniciaba en la Font del Partagat y discurría por uno de los senderos más emblemáticos de la provincia de Alicante (figura 16). A los que amamos la naturaleza, de la que la Geología es una parte más, este tipo de actividades de divulgación, que constituyen un hito no solo en la provincia sino también a nivel nacional, nos parecen fundamentales para extender el conocimiento y valoración de la misma; por ello es nuestra intención seguir desarrollándolas en el futuro.

Además del Grupo Cultural Paleontológico de Elche, del que surge el MUPE, en el año 2002 surgió la Asociación Mineralógica Paleontológica San Vicente del Raspeig, en el 2004, la Asociación Paleontológica Alcoiana ISURUS, y recientemente, en el 2008 el Grupo Mineralógico de Alicante. Todas estas asociaciones realizan un extenso programa de actividades relacionadas con la mineralogía y la paleontología, realizando una labor constante de divulgación de la geología. Son los semilleros de las que surgen las vocaciones de las profesiones relacionadas con las Ciencias de la Tierra.



Figura 16. Grupo de asistentes al Geolodía 09 celebrado en la Sierra de Aitana, con el Puig Campana al fondo. Más información sobre la actividad en www.aepect.org/geolodialicante_09.htm. Fotografía cortesía de Fernando Prieto, www.linkalicante.com.

En cuanto a los libros de divulgación de la geología de la provincia cabe destacar los libros “Geología de Alicante” (2004), “Itinerarios geológicos por la provincia de Alicante para su utilización en bachillerato” (2004) e “Itinerarios geológicos por la provincia de Alicante” (2008). Finalmente, mencionar la guía “A Geological Field Guide to the Costa Blanca, Spain” de F. Moseley (1990), de divulgación para los estudiantes extranjeros que visitan la provincia (figura 17).

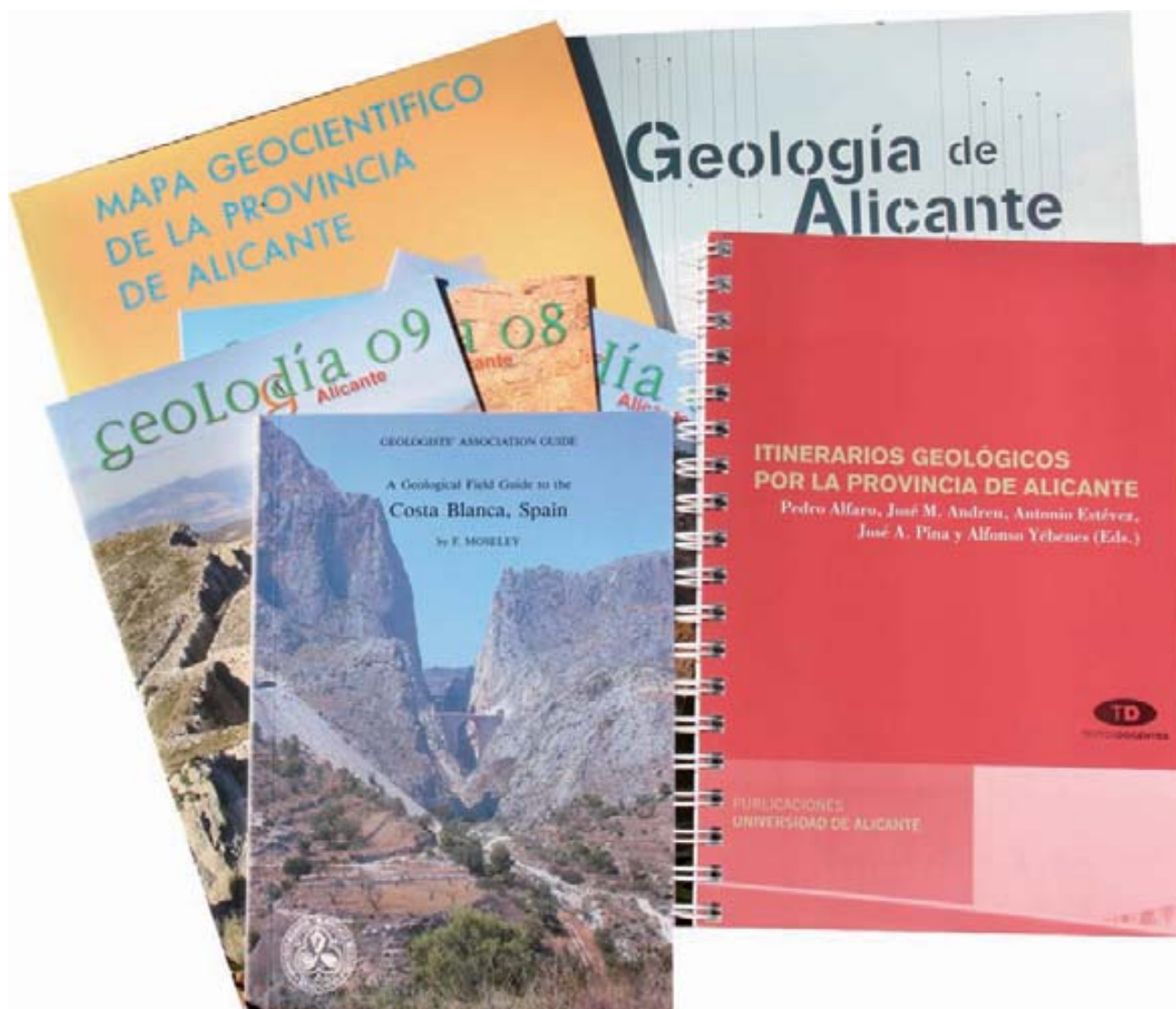


Figura 17. Varias publicaciones sobre la Geología de la provincia de Alicante.

En la red destaca la página www.geoalicante.com referente de la geología de la provincia con secciones de fotografías geológicas, recursos educativos e itinerarios por la provincia. Las asociaciones mineralógicas y paleontológicas de la provincia tienen páginas web muy activas donde anuncian sus múltiples actividades (figura 18).

Finalmente, esta publicación, promovida por el Área de Medio Ambiente de la Diputación Provincial de Alicante, que constituye la primera obra divulgativa sobre el Patrimonio Geológico de nuestra provincia.

CONCLUSIONES

La provincia de Alicante posee un magnífico patrimonio geológico. Este patrimonio, unido al biológico, arqueológico, histórico, etnológico, ... forma parte de nuestro patrimonio cultural. Es deber de todos los alicantinos (Administraciones Públicas, Centros de Investigación y Universidades, naturalistas, ecologistas, periodistas, educadores, entre otros) ejercer acciones para conocer, proteger, difundir y poner en valor el Patrimonio Geológico de nuestra provincia.

A día de hoy, a diciembre de 2009, el patrimonio geológico de nuestra provincia es minusvalorado, muy poco o nada conocido y apenas está protegido. Los escasos lugares de valor geológico protegidos se incluyen en espacios naturales que lo están por otro tipo de valores naturales, principalmente biológicos.

En el listado Geosites, de los 142 lugares de interés geológico, sólo dos pertenecen a la provincia de Alicante: el Montgó por su serie estratigráfica de calizas del Cretácico y Agost por el nivel de arcillas del límite K-T.

En definitiva, hay mucho trabajo por hacer. Entre otros, es imprescindible desarrollar, ante la nueva situación legislativa, un proyecto de investigación específico de un inventario detallado del patrimonio geológico de la provincia. Este proyecto debería ser complementado con otro de puesta en valor de aquellos LIGs que tengan suficiente potencial para integrarse en la divulgación del patrimonio cultural y natural de nuestra provincia, especialmente en los entornos rurales.

La educación es, con diferencia, la principal herramienta para conseguir que este patrimonio geológico forme, tal y como ocurre en otros países del Mundo, parte de nuestro Patrimonio Natural. Este libro, gracias a la iniciativa del Área de Medio Ambiente de la Diputación de Alicante, pretende despertar las conciencias y el interés de los alicantinos. Preservar nuestro patrimonio natural, del que forma parte inseparable el patrimonio geológico, es un acto de generosidad hacia las futuras generaciones. Queremos finalizar este capítulo con el lema del último Geolodía celebrado el domingo 4 de octubre de 2009 en Aitana: Geodiversidad de Alicante ¡DISFRÚTALA! (figura 19).

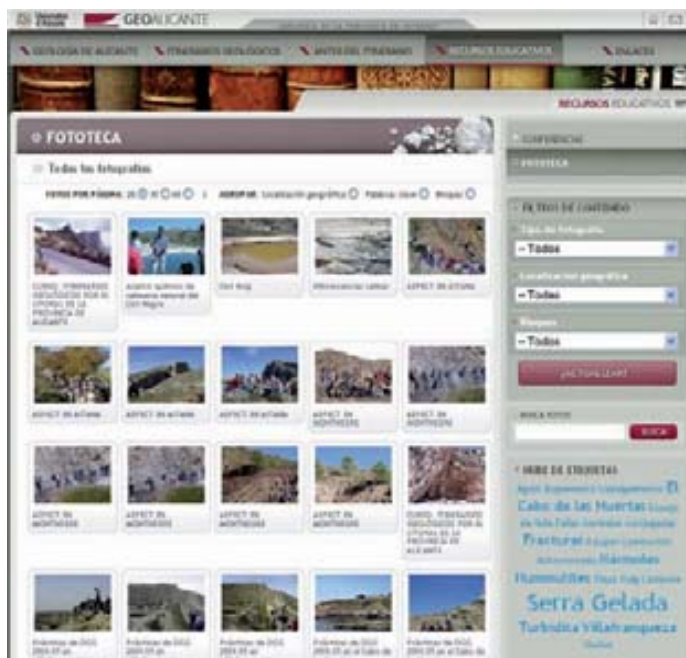


Figura 18. Fototeca de la página web www.geoalicante.com, actualmente en elaboración.



Figura 19. Asistentes al Geolodía 09 en la Sierra de Aitana. Geodiversidad de Alicante ¡DISFRÚTALA! Fotografía cortesía de Javier Castellanas.

SÁBADO 24 DE MARZO

- **Falla del Bajo Segura**
- **Arrecife messiniense de Santa Pola**



geología 14
Alicante

**Sierra de Orihuela
11 de mayo de 2014**

PRESENTACIÓN



Geología surge de una iniciativa aragonesa en el año 2005. Gracias al apoyo y al ánimo de los impulsores de esta idea, José Luis Simón, de la Universidad de Zaragoza, y Luis Alcalá, de la Fundación Dinópolis, en 2008 llevamos a cabo el primer Geología en la provincia de Alicante.

El número de participantes ha aumentado progresivamente desde los 635 en 2008 (Serra Gelada) hasta los 2500 registrados en la edición de 2013 (Arrecife fósil de Santa Pola), afianzándose como una de las actividades de divulgación indispensables para los amantes del patrimonio natural alicantino.

En los últimos años, Geología se ha convertido en una actividad de carácter nacional (http://www.sociedadgeologica.es/divulgacion_geologia.html). Esta actividad, organizada por la Sociedad Geológica de España, la Asociación Española para la Enseñanza de las Ciencias de la Tierra y el Instituto Geológico y Minero de España, es un día festivo de divulgación de la Geología, en el que la comunidad geológica española pretende acercar esta Ciencia a los ciudadanos.

Este año hemos elegido la sierra de Orihuela, cuya sobresaliente geodiversidad la convierte en un lugar privilegiado para la enseñanza y divulgación de la Geología. Para poder atender mejor a los asistentes al Geología alicantino, hemos diseñado en esta ocasión dos itinerarios para públicos diferentes. El primero es un recorrido más “montañoero” de aproximadamente 10 km de longitud que desde la urbanización Montepinar sube a la Cruz de la Muela y desciende por el barranco de las Minas. El segundo es un recorrido semiurbano de 4,5 km que rodea el Cerro de San Miguel o del Oriolet. En ambos recorridos los asistentes podrán conocer, entre otros aspectos, cómo y cuándo se formaron las rocas más antiguas de la provincia de Alicante

figura 1 - Panorámica de la sierra de Orihuela con la Vega Baja del Segura en primer término.



SIERRA DE ORIHUELA

(hace más de 200 millones de años), detalles de las inundaciones del río Segura, por qué se producen terremotos en el entorno de Orihuela, por qué hay aguas termales en San Antón, cómo era el “no volcán” de Orihuela, en qué consistía la actividad minera en la sierra o cómo se ha formado la Vega Baja del Segura.

Como actividades complementarias, frente al Colegio de Santo Domingo se impartirán algunos talleres dirigidos a los “geolodieros” más pequeños (talleres de fósiles y minerales) y se volverá a reproducir una excavación paleontológica por parte del Museo Paleontológico de Elche (MUPE).

En esta edición participaremos algo más de 100 monitores (mayoritariamente profesionales de diferentes ámbitos de la Geología y de la Ingeniería Geológica de la provincia, la mayoría de la Universidad de Alicante y Miguel Hernández, de diversos institutos de enseñanza de la provincia, de las administraciones públicas, y de empresas de hidrogeología y geotecnia). También contamos, un año más, con la entusiasta colaboración de estudiantes del grado de Geología de la Universidad de Alicante.

La actividad está patrocinada por el Vicerrectorado de Cultura, Deportes y

Política Lingüística y la Facultad de Ciencias de la Universidad de Alicante, el Ayuntamiento de Orihuela, y el Área de Medio Ambiente de la Diputación de Alicante. La organización corre a cargo del Departamento de Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente de la UA, en colaboración con la Concejalía de Medio Ambiente, Agricultura y Agua del Ayuntamiento de Orihuela.

Además de las instituciones nacionales y locales antes mencionadas queremos agradecer la colaboración de la FECYT, del CSIC y del Colegio de Geólogos, y resaltar la ayuda desinteresada del equipo del MUPE de Elche, del Grupo Mineralógico de Alicante y de la Asociación Mineralógica Paleontológica San Vicente del Raspeig, así como de las empresas Laboratorio IMASA y GEALAND.

Finalmente, queremos dedicar unas líneas a Trino Ferrández Verdú y Emilio Diz Ardid, por el empuje y el entusiasmo mostrados en realzar el patrimonio natural de la sierra de Orihuela.

Los monitores del *Geolodía*



Autores y monitores del Geología Alicante 2014:

(por orden alfabético) Ainara Aberasturi, Juan Carlos Aguilera, Natividad Alfaro, Pedro Alfaro, Emilio J. Alhambra, M^a Cristina Almansa, Felisa Amorós, José M. Andreu Rodes, Juan Avilés, Juan Ayanz, José F. Baeza, Antonio Belda, David Benavente, Gregorio Canales, Miguel Cano, Juan Carlos Cañaveras, Julia Castro, Mar Cerdán, Hugo Corbí, Jaime Cuevas, José M. Cuevas, Miguel Díaz, Emilio Diz, César Domènech, Rafael Durá, Carmen Espinosa, Josefa Espinosa, Antonio Estévez, Santiago Falcés, Trino Ferrández, Ignacio Fierro, Rafael Galiana, Ernesto García-Sánchez, M^a Ángeles García del Cura, Alice Giannetti, Abraham González, José González, Montserrat González, Juan A. Hernández, Pedro Jaúregui, Agustín Jiménez, Juana Jordá, Francisco Linares, María C. Pla Bru, Alejandro López Pomares, Mariano López-Arcos, Marina López-Cortés, Pedro López, Yolanda López, Lucién Macone, José Manuel Marín, Iván Martín Rojas, Manuel Martínez Escandell, Javier Martínez Martínez, José M. Martínez Nadal, M. Feliciano Martínez, Miguel Mejuto, Ignacio Meléndez, Miguel Molina, Florentino Monteagudo, José Navarro Pedreño, Jorge Olcina, Lourdes Oliver, Salvador Ordóñez, José M. Ortega, Manuel Palomo, Juana Parrés, Rafael Pedauyú, José A. Pina, Moisés Plaza, Julio Ramón Pascual, Juan José Rico, María de la Riva, Pedro Robles, Juan José Rodes, Juan Romero, Sergio Rosa Cintas, José F. Sáez, Antonio Sánchez, Juan Luis Soler, Jesús M. Soria, José E. Tent, Roberto Tomás, Francisco Vives y Alfonso Yébenes.

Estudiantes colaboradores:

Felipe Ávila, Sergio Bellot, Alejandro Bonet, Sandra Chaves, José Tomás Clement, Rubén Collado, Antonio Cuenca, Alberto Expósito, Raquel Fernández, Gonzalo Frías, Víctor Gómiz, Emilio Gutiérrez, Tamara Kern, Melanie López, Jorge Marí, Alejandro Martínez, Esmeralda Martínez, Marta Mas, Daniela Matei, Iván Medina, Laura Melero, María Melero, Marc Miralles, Andrea Molero, Aída Muñoz, Irene Navarro, Marina Niño, Miriam Parra, Victoriano Pineda, Rubén Puertas, Elara Redondo, Antonio Reolid, Inés Roig, Juan Ruz, Aitana Sahagún y Andrea Sempere.

Diseño: Enrique López Aparicio

Edita: Universidad de Alicante
Departamento de Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente

Imprime: Diputación de Alicante

ISBN: 978-84-697-0182-9

Versión digital: dctma.ua.es

Versión digital, de acceso libre, en la página web del Departamento de Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente: dctma.ua.es

UA | UNIVERSITAT D'ALICANT
Vicectorat de Cultura, Esports i Política Lingüística
Vicectorat d'Estudiants



figura 2 – Mapa topográfico de la sierra de Orihuela en el que se han representado los dos itinerarios de Geología 2014: 1) Cruz de la Muela-Barranco de las Minas y 2) Cerro de San Miguel.



HISTORIA NATURAL DE LA SIERRA DE ORIHUELA



figura 3 - Panorámica de las sierras de Orihuela y Callosa en la que destaca el relleno sedimentario más reciente producido principalmente por el río Segura.

Orihuela se encuentra flanqueada por dos paisajes de grandes contrastes, la **Vega** y la **Sierra**. La sierra, que representa una parte esencial del paisaje de Orihuela y de sus habitantes, fue declarada Lugar de Interés Comunitario (LIC) por la Generalitat Valenciana en el año 2002, incluyéndose en la Red Natura 2000. En 1999 y en 2005 fueron declaradas dos Microrreservas de flora (Rincón de Bonanza y Barranco de la Higuera-El Valle), y en 2009 pasó a formar parte de una Zona de Especial Protección para las Aves (ZEPA). El Ayuntamiento ha adquirido el compromiso para su Declaración de Paraje Natural Municipal.

Al igual que ocurre en el resto de espacios naturales de la Comunidad Valenciana, el valor de su patrimonio geológico pasa casi desapercibido y, con mucha diferencia, es el menos conocido de sus valores naturales. La sierra de Orihuela posee una variada y rica geodiversidad que la convierte en un lugar privilegiado para actividades de divulgación y enseñanza de la Geología. Pasear por la sierra de Orihuela es hacerlo por un mar de más de 200 millones de años, el *mar de Tethys*, es caminar por rocas que estuvieron a más de 1000 km de Iberia formando parte de otra placa tectó-

nica, y que han estado a más de 20 km de profundidad. Además en la sierra y el entorno de Orihuela se observan aguas termales y restos de antiguas actividades mineras, o panorámicas de la falla del Bajo Segura, responsable de la mayoría de terremotos de la comarca. La Vega Baja del Segura, que la rodea, también tiene una interesante historia con su *Sinus Ilicitanus*, sus inundaciones o sus fenómenos de subsidencia.

Cada vez son más los ciudadanos que disfrutan del entorno natural de nuestras ciudades y pueblos. Las actividades deportivas como el senderismo están creciendo considerablemente en la sierra de Orihuela. Conocer la geología de la Sierra y de la Vega ayudará a los oriolanos a valorar, si cabe más, su privilegiado entorno natural.

*Alto soy de mirar a las palmeras,
rudo de convivir con las montañas...
Yo me vi bajo y blando en las aceras
de una ciudad espléndida de arañas.
Difíciles barrancos de escaleras,
calladas cataratas de ascensores,
¡qué impresión de vacío!,
ocupaban el puesto de mis flores,
los aires de mis aires y mi río.*

Miguel Hernández

sobre oropéndolas, topónimos y pendones

En 1758 el ilustre botánico sueco Carlos Linneo designa con el nombre latino *Oriolus oriolus*, derivado del adjetivo latino *aureolus* (*dorado*), a un pájaro amarillo y negro, común por sotobosques y riberas de los ríos mediterráneos.

La *Real y Gloriosa Enseña del Oriol*, bandera de la ciudad de Orihuela, es un pendón coronado por un pájaro de plata sobredorada, el **Oriol**, nombre valenciano para la oropéndola. Es un ave mítica que aparece ya en la Edad Media en el sello concejil de la ciudad y que va sufriendo una metamorfosis en sus distintas representaciones, para aparecer posado en un leño con las alas extendidas y posteriormente con espada en una de sus garras, asemejándose cada vez más a un águila. El nombre de *Oriola-Orihuela* pudo derivar de la abundancia en su término de orioles/oropéndolas.



figura 4 - Imagen del estandarte de Orihuela.



figura 5 - fotografía del pájaro oriol (oropéndola).

La ciudad ha adoptado a lo largo de la historia distintos nombres: se le atribuye erróneamente para época romana el nombre de *Orcelis*; en época visigoda como *Aorariola* o *Aurariola*; en época islámica *Uryula*, quizá una derivación del anterior; y en la Edad Media *Oriola* en valenciano y *Orihuela* en castellano. Algunos cronistas hacen derivar el topónimo de las palabras latinas *Auri olla*, es decir *olla* o *recipiente de oro*, por la supuesta abundancia de oro en nuestras tierras, el cual se extrajo en Santomera, en la sierra de Orihuela, y según otros autores como Martínez Paterna, también en el Cabezo del Oriolet, en las proximidades de la ciudad.



figura 6 - Aspecto del **cerro del Oriolet** (rocas oscuras) antes de que se abriesen las canteras. El afloramiento fue descrito por Cavanilles en 1797, en sus *Observaciones sobre la Historia Natural, geografía, agricultura, población y frutos del Reyno de Valencia*, vol. 2, p. 285, realizadas por encargo del Rey Carlos IV, R.O. de 1791: "Después satisfice mi curiosidad en recorrer el cerro llamado Oriolet que como queda dicho se halla entre la muela y el monte del Castillo asido a ambas faldas. Su figura es cónica algo rebajada y se compone de una especie de piedra verde que se rompe en angulos... Es sumamente dura, echa lumbre herida con el eslabón perciviendose olor de azufre. La creo mina de algún metal. No solamente se ve este en el Oriolet sino que se estiende por los cerros y falda del monte hasta San Cristóbal, como tambien hasta parte de las rayzes de los montes del Castillo y Muela".



Sideritis glauca Cav.

(*Rabo de gato*). Endemismo local que aparece únicamente en las sierras de Callosa, Orihuela y el Cantón (Murcia). Descrita para la ciencia por Cavanilles en 1797, es una especie abundante en fisuras de paredes más o menos verticales, tanto de solana como de umbría y constituye junto a *Centaurea saxicola* la asociación vegetal más singular de estas sierras.



Lafuentea rotundifolia L.

Endemismo iberolevantino herbáceo y perenne, de olor agradable, aspecto aterciopelado y numerosas flores en espigas. De entre 20 y 40 cm de altura, crece en fisuras de paredes calizas de cualquier orientación y es común en cuevas o cantiles protegidos de la luz solar. En las sierras de Callosa y Orihuela alcanza uno de los puntos más al norte de su distribución. Florece de marzo a mayo.



Centaurea saxicola Lag.

(*Cardo amarillo de roca*). Cardo amarillo, algo leñoso en la base, común en las fisuras de rocas y pedregales más o menos verticales de las sierras. Se trata de un endemismo murciano-almeriense, muy raro en la Comunidad Valenciana. Se cita en el "Libro Rojo de especies vegetales amenazadas", y fue descrito para la ciencia en la sierra de Orihuela por Mariano Lagasca en 1811. Florece de mayo a junio.

VEGETACIÓN

La vegetación rupícola, formada por plantas que viven ancladas al sustrato rocoso aprovechando las fisuras existentes en las paredes de la sierra y que no las encontraremos en otros ambientes, constituye la mayor singularidad florística de la sierra de Orihuela y su distribución es muy limitada.

¿SABÍAS QUE ...?

A principios del siglo XX la sierra de Orihuela se encontraba desprovista de arbolado. Con el propósito de controlar los procesos erosivos se llevó a cabo la reforestación de buena parte de sus laderas y pies de monte con una especie resistente a la sequía y de crecimiento relativamente rápido: el *pino carrasco* o *Pinus halepensis*.

FAUNA

La comunidad faunística asociada a la sierra de Orihuela se ha estimado en un total de 115 especies de fauna vertebrada (excepto peces), de las cuales 3 son de anfibios, 12 de reptiles, 21 de mamíferos y 79 de aves.



figura 7 - Búho real, una de las especies de rapaz más abundantes en la sierra de Orihuela.

HISTORIA GEOLÓGICA DE LA SIERRA DE ORIHUELA

Las rocas de la sierra de Orihuela han sufrido una historia convulsa ligada a los movimientos entre tres placas tectónicas: África, Eurasia y el Continente Mesomediterráneo. A continuación enumeramos los momentos clave de la historia de la sierra de Orihuela:



figura 8 - Mapa paleogeográfico del Triásico en el que se muestra la posición de Iberia y el Continente Mesomediterráneo. Con una estrella se indica la posición aproximada donde se depositaron los sedimentos que, con posterioridad, formaron las rocas de la sierra de Orihuela.

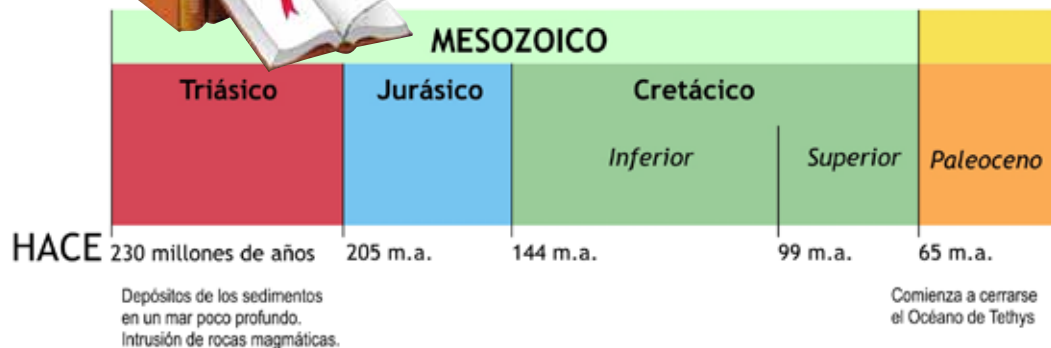
El Continente Mesomediterráneo y el Océano Tethys

La historia de la sierra de Orihuela comienza en el Triásico, hace 240 millones de años. En ese momento la geografía que existía en la zona en la que nos encontramos era muy diferente de la actual. Había un mar poco profundo que se extendía al sur de Iberia (mar de Tethys) y a unos cientos de kilómetros al oeste una isla denominada Continente Mesomediterráneo (figura 8). Durante el Triásico, en las zonas costeras y bajo el mar de la plataforma continental de esta isla se depositaron sedimentos (Figura 9). Estos sedimentos son los que, con posterioridad, han dado lugar a las rocas que conforman la sierra de Orihuela. Por tanto, las rocas de esta sierra (también las de la sierra de Callosa) son de edad triásica y se originaron, en su mayoría, debajo del mar.

figura 9 - Corte esquemático en el que se ha representado el mar triásico. En color verde se señala la salida hacia el exterior, sin alcanzar la superficie, del material subvolcánico a favor de algunas fallas.



TABLA DEL TIEMPO



La aproximación de África, el Continente Mesomediterráneo y Eurasia

Hace aproximadamente 70 millones de años se produjo un cambio muy significativo en el movimiento de las placas tectónicas. África comenzó a desplazarse hacia el norte y, por tanto, a acercarse a Iberia (Eurasia). Esto produjo que el Continente Mesomediterráneo (CM) también comenzara a moverse (ver página 22), desplazándose poco a poco hacia el oeste. Como consecuencia de todo este proceso, el mar que separaba ambos continentes comenzó a cerrarse lentamente. En un primer momento las rocas del fondo oceánico se hundieron debajo de los continentes formando lo que se conoce en Geología como una **zona de subducción** (figura 10). Las

rocas marinas que se habían depositado en los bordes del CM también se vieron involucradas y se hundieron lentamente. Como consecuencia, estas rocas sufrieron un aumento de presión y temperatura que provocaron su transformación en **rocas metamórficas**.

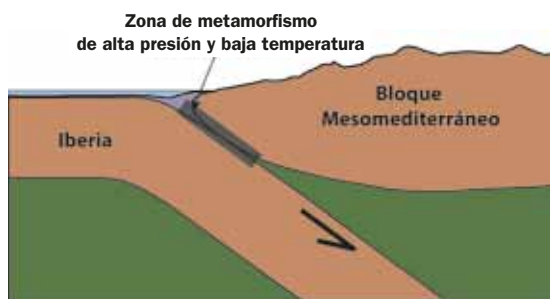
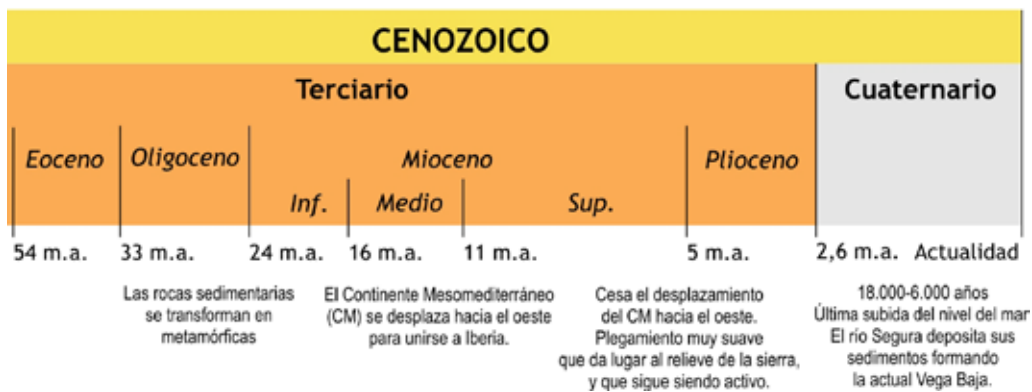


figura 10 - Corte esquemático que representa la zona subducción en la que el Continente Mesomediterráneo se introducía bajo Iberia. En él se localiza de forma aproximada donde se produjo el metamorfismo de las actuales rocas de la sierra de Orihuela.



TIEMPO GEOLÓGICO



La colisión del Continente Mesomediterráneo e Iberia (Eurasia)

Mientras que ocurría esa transformación de rocas sedimentarias en rocas metamórficas el Continente Mesomediterráneo seguía desplazándose hacia el Oeste. Este desplazamiento continuó hasta que se encontró con la Península Ibérica, contra la que colisionó. Las rocas que había en la zona de colisión se deformaron intensamente, plegándose y fracturándose. Algunos de esos pliegues y fracturas se pueden observar a lo largo de la sierra de Orihuela (página 14). Este desplazamiento continuó hasta hace aproximadamente 8 millones de años, cuando se detuvo y un fragmento de un tamaño considerable del continente Mesomediterráneo quedó definitivamente unido al sur de Iberia (ver página 22). En ese momento, la pequeña placa tectónica (CM) quedó unida a la placa Euroasiática. Este fragmento es lo que actualmente se conoce como Zona Interna de la Cordillera Bética y sus rocas constituyen, entre otras, las sierras de Orihuela y Callosa.

El final... por el momento (8 millones de años - actualidad)

Desde entonces (hace aproximadamente 8 millones de años) la placa africana se aproxima a la euroasiática a una velocidad aproximada de 5 mm/año. Este “choque” de placas sigue deformando las rocas de la sierra de Orihuela y de su entorno (prueba de ello es la actividad sísmica). Esta deformación genera pliegues muy amplios y de gran radio, algunos de los cuales se observan en la sierra de Orihuela. De hecho, estos pliegues son los responsables del relieve actual de la propia sierra y, en general, de toda la comarca.

LUGAR DE ENCUENTRO E INFORMACIÓN

Urbanización Montepinar (intersección entre las calles Alicante y Orense). Se accede desde la carretera CV-868 que va a La Matanza.

LONGITUD

Recorrido a pie de 10 km.

DURACIÓN APROXIMADA

4,5 horas, incluidas las explicaciones.

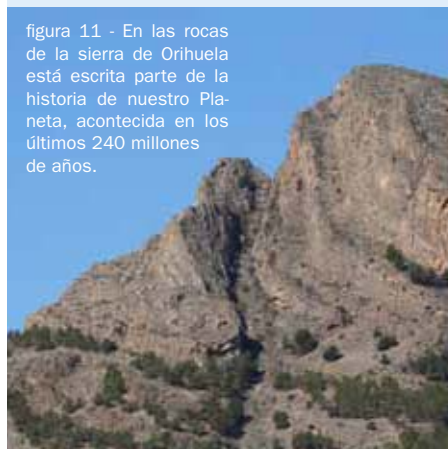
NIVEL DE DIFICULTAD

Media. El itinerario discurre a lo largo de senderos en buen estado pero el desnivel es de 450 m.

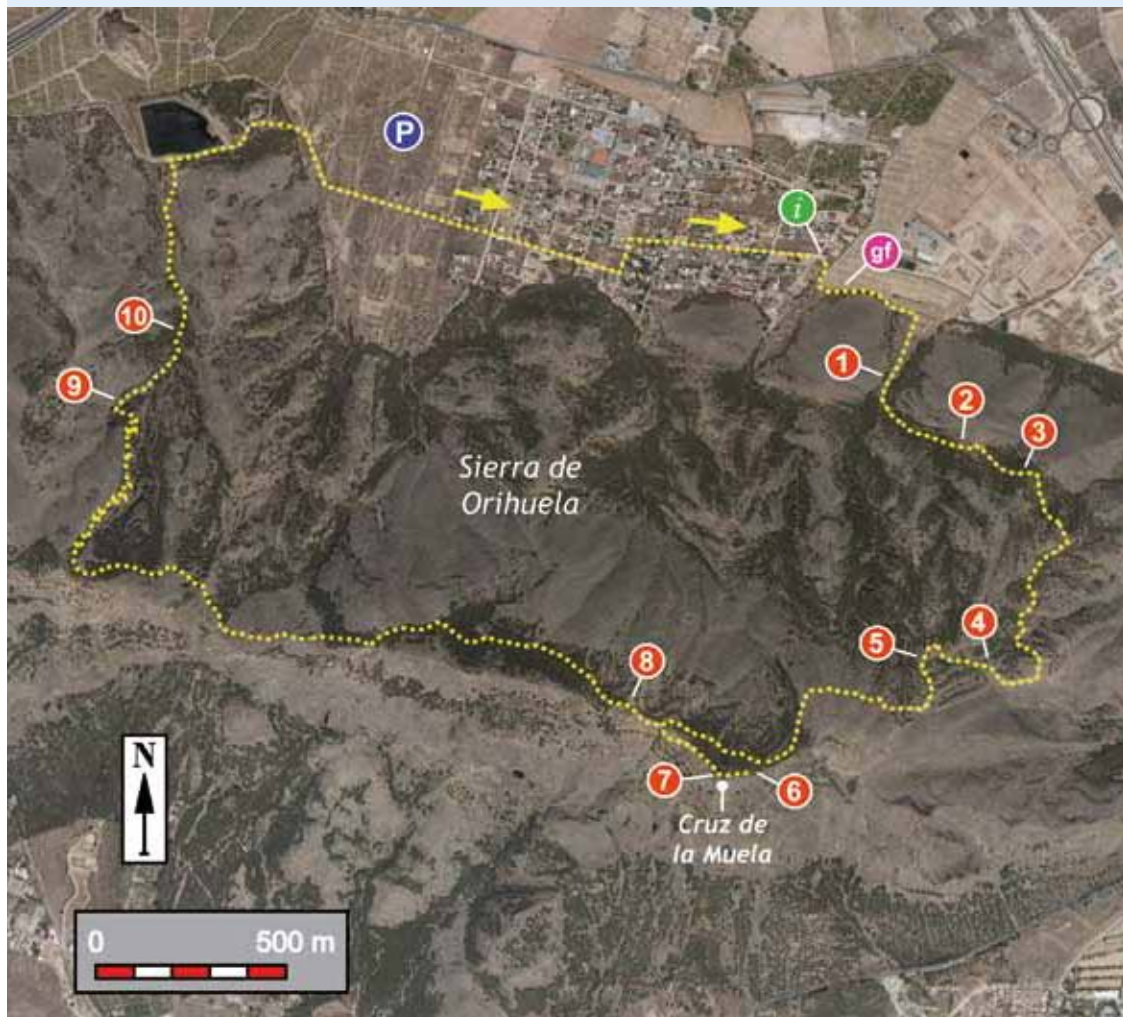
NIVEL DE SEGURIDAD

Alto. Se recomienda no salir de los senderos. En el mirador de la cruz de la Muela hay que mantener una distancia de seguridad prudente al escarpe.

figura 11 - En las rocas de la sierra de Orihuela está escrita parte de la historia de nuestro Planeta, acontecida en los últimos 240 millones de años.



ITINERARIO LA CRUZ DE LA MUELA - BARRANCO DE LAS MINAS



- | | | |
|----------------------|-------------------------|--------------------------|
| Punto de encuentro | Rocas del Triásico | Falla del Bajo Segura |
| Zona de aparcamiento | Foliación | <i>Sinus illicitanus</i> |
| Parada de geofísica | Pliegues menores | Tectónica de placas |
| Itinerario geológico | Bioturbación | Minería en la sierra |
| | Estructura de la sierra | Suelos |

1

LAS ROCAS DE LA SIERRA DE ORIHUELA

A simple vista la sierra de Orihuela puede parecer una masa de roca uniforme, pero en realidad se distinguen cinco conjuntos principales de rocas:

Carbonatos · Composición caliza y dolomítica, de color gris y aspecto compacto. Constituyen la mayor parte de la sierra de Orihuela.

Filitas y cuarcitas · Proceden del metamorfismo de arcillas y areniscas respectivamente. De color violeta, gris azulado o verdoso. Se encuentran en la falda sur de la sierra y en el barranco de la Baronesa.

Calcoesquistos · Son el producto del metamorfismo de margas. Tienen tonos amarillentos o marrones claros. Abundantes en la senda que sube a la Cruz de la Muela.

Metabasitas · Ver páginas 36 y 37.

Brechas · Rocas sedimentarias generadas por la acumulación de fragmentos de otras rocas que proceden de la erosión de la sierra. Forman los abanicos aluviales que rodean la sierra.



figura 12 - Aspecto de las rocas carbonatadas del Triásico en la parada 1. Se observa un fósil de **crinoideo** (son una clase del filo equinodermos); también reciben el nombre común de *lirios de mar*, debido al aspecto ramificado de sus brazos.

¿MÁRMOLES O CALIZAS Y DOLOMIÁS?

Se tiene constancia de que las rocas de la sierra de Orihuela han sido sometidas, en algún momento de su historia geológica, a condiciones metamórficas. Algunas investigaciones indican que alcanzaron aproximadamente 360 °C (se considera que el metamorfismo comienza a los 200 °C) y 9 kilobares de presión (estos datos reflejan que se alcanzaron profundidades algo superiores a los 20 km). Si las condiciones geológicas hubiesen sido las normales, las rocas carbonatadas de la sierra de Orihuela deberían haberse transformado en **mármoles**, y tendrían un grado de recristalización o cristalinidad como, por ejemplo, los mármoles de Macael, en la provincia de Almería, o los de Carrara, en Italia. Sin embargo, se tuvieron que dar unas condiciones muy especiales porque estas rocas presentan una **cristalinidad baja**. Por tanto, nos encontramos ante un caso curioso en el que rocas carbonatadas que han sufrido condiciones metamórficas todavía mantienen un aspecto parecido al original de las rocas sedimentarias. De ahí que en algunas publicaciones científicas sobre la sierra de Orihuela se clasifiquen sus rocas carbonatadas como **calizas y/o dolomías**, y en algunas ocasiones se les añade el adjetivo *marmóreas* para indicar que tienen un grado de recristalización algo mayor que el de una roca sedimentaria típica.



figura 13 · Imagen tridimensional de Google Earth de Orihuela y su sierra en la que se han indicado los principales sectores donde afloran rocas carbonatadas, filitas y cuarcitas.

Algunas rocas de la sierra de Orihuela tienen una organización en láminas muy finas, como si fueran las hojas de un libro. Este conjunto de láminas recibe el nombre de **foliación** (del latín *folium*, que significa *hoja*) y es una característica que presentan la mayoría de las rocas metamórficas.

¿Cómo se ha originado esta foliación? Como se ha indicado anteriormente estas rocas han estado sometidas a grandes presiones y temperaturas. En muchas ocasiones esas presiones son dirigidas, es decir hay más presión en una dirección del espacio que en otra. Las presiones dirigidas hacen que los minerales que ya existían en la roca se reorienten, de tal modo que tienden a disponerse con su parte más larga

perpendicular a la máxima presión (figura 14). Algo parecido les ocurre a los nuevos minerales que se están formando durante el metamorfismo, a los que les resulta más fácil crecer en la dirección de menor presión. El resultado de todo ello es que los minerales que componen las rocas metamórficas tienden a estar todos orientados paralelos entre sí, definiendo láminas muy finas que dan lugar a la *foliación*.

¿SABÍAS QUE ...?

No todas las rocas metamórficas están foliadas; si los minerales que las componen no tienen ningún lado más largo que los demás no pueden orientarse, por lo que la roca tendrá un aspecto masivo. Este es el caso de las rocas carbonatadas de la parada anterior que, a pesar de ser rocas metamórficas, no están foliadas.

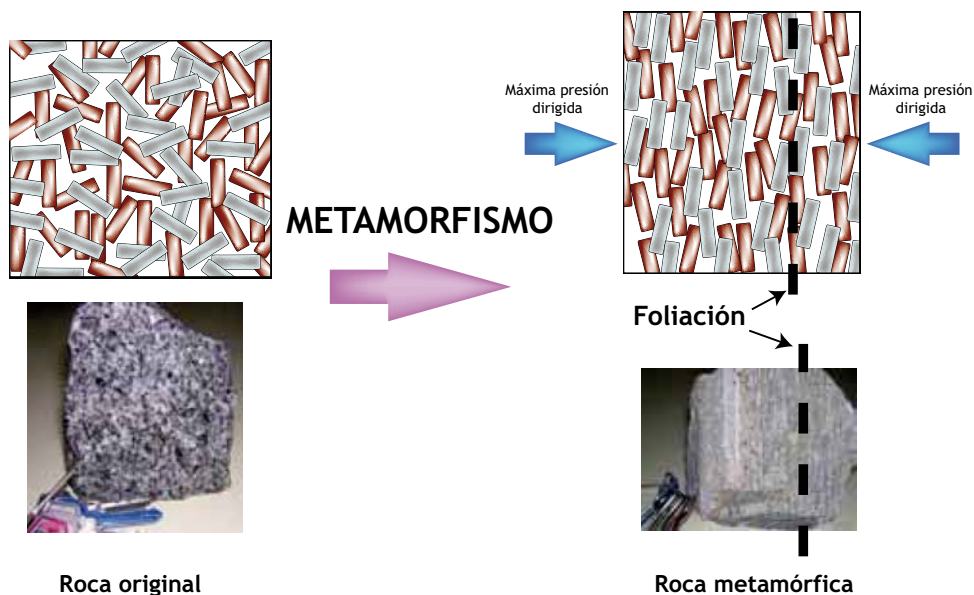


figura 14 - Durante el metamorfismo, las presiones dirigidas producen la foliación (aspecto hojoso) de las rocas.

3

PLIEGUES MENORES



figura 15 - Las rocas de la sierra de Orihuela se hundieron en una zona de subducción (figura 10) hasta 20 km de profundidad, alcanzando temperaturas superiores a 250°C que favorecieron la deformación dúctil (formación de pliegues). Por otra parte, durante decenas de millones de años, estas rocas han estado sometidas a esfuerzos provocados por las placas Euroasiática, Africana y el Continente Mesomediterráneo.

Una de las singularidades de las rocas de la sierra de Orihuela es que están plegadas. Pero...

¿Cómo es posible que rocas tan duras y rígidas puedan plegarse? Las rocas pueden tener dos tipos de comportamiento: frágil y dúctil, dependiendo de las condiciones a las que estén sometidas. Dos de los factores que más influyen son la temperatura y el tiempo.

TEMPERATURA: A medida que un objeto está más caliente su comportamiento es más dúctil, o lo que es lo mismo, tiende a deformarse sin romperse; algo parecido le ocurre por ejemplo al chocolate que cuando está a temperatura ambiente se parte fácilmente en trozos pero al calentarlo se vuelve maleable. Las rocas, a temperaturas elevadas, pueden plegarse con relativa facilidad.

TIEMPO: Los procesos geológicos son, en general, extremadamente lentos (en Geología la unidad habitual de medida es el millón de años). Cualquier objeto tiende a comportarse dúctilmente cuando se deforma lentamente, mientras que si la velocidad de deformación es rápida tiende a comportarse de forma frágil (a romperse). Imaginemos una tabla de madera de una estantería: si la golpeamos con un martillo (deformación rápida) se romperá, pero si apoyamos sobre ella una colección de libros durante años, se flexionará y deformará permanentemente.



figura 16 - Pliegues de escala centimétrica en rocas triásicas del Barranco de las Minas, resultado de los esfuerzos tectónicos.

En la sierra de Orihuela apenas se encuentran restos fósiles, al estar constituida fundamentalmente por rocas sometidas a metamorfismo (ver página 12). Estos procesos metamórficos (habitualmente elevadas presiones y temperaturas) suelen disipar cualquier rastro fósil de las rocas sedimentarias originales. Los escasos enclaves en los que se pueden identificar fósiles en la sierra de Orihuela se encuentran en materiales carbonatados, originariamente depositados en un mar somero hace aproximadamente 230 millones de años (Triásico).

Los fósiles aquí reconocidos corresponden a conchas de bivalvos y, fundamentalmente, a pistas de organismos bentónicos también llamadas ichnofósiles. Normalmente no es fácil precisar el organismo que originó cada pista en concreto, aunque es posible inferirlo analizando la estructura y morfología de la traza. La mayoría de los ichnofósiles hallados en la sierra de Orihuela son el resultado de la actividad de gusanos que realizaron madrigueras alimentándose y moviéndose dentro del fondo marino poco consolidado.

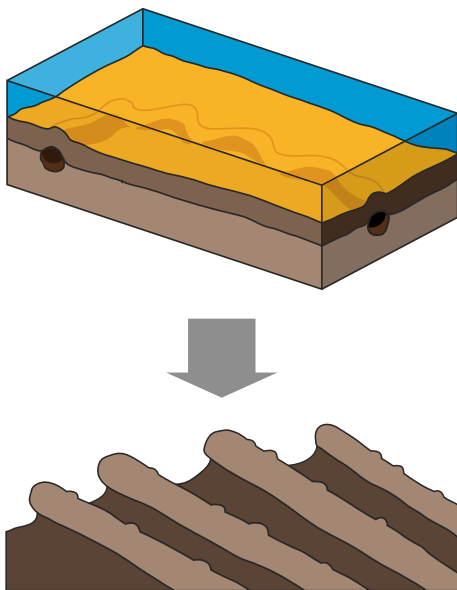


figura 17 - Las pistas fósiles de Orihuela se formaron en el interior del sustrato. Ahora las vemos en la superficie de los estratos porque el nivel superior ha sido erosionado por los agentes atmosféricos.

¿SABÍAS QUE ...?

Los crustáceos actuales construyen galerías en el fondo marino con muchísimas ramificaciones que pueden llegar a ser muy complejas, pudiendo alcanzar varios metros de profundidad. En la figura podemos ver el molde de una galería de un crustáceo actual (Nickell y Atkinson, 1995). Escala = 10 cm.



¿SABÍAS QUE ...?

El término *fósil* incluye, además de los consabidos restos de un determinado organismo, cualquier signo de su actividad biológica.

5

LA ESTRUCTURA DE LA SIERRA DE ORIHUELA

Además de los pliegues de menor tamaño que se observan a lo largo del itinerario (ver página 14), la sierra de Orihuela también tiene pliegues con un tamaño de cientos de metros. Desde esta panorámi-

ca se reconoce un pliegue sinforme, situado al norte, y un pliegue antiforme al sur (figura 18). Los pliegues antifformes, tal y como ocurre en la sierra de Orihuela, suelen coincidir con relieves elevados.

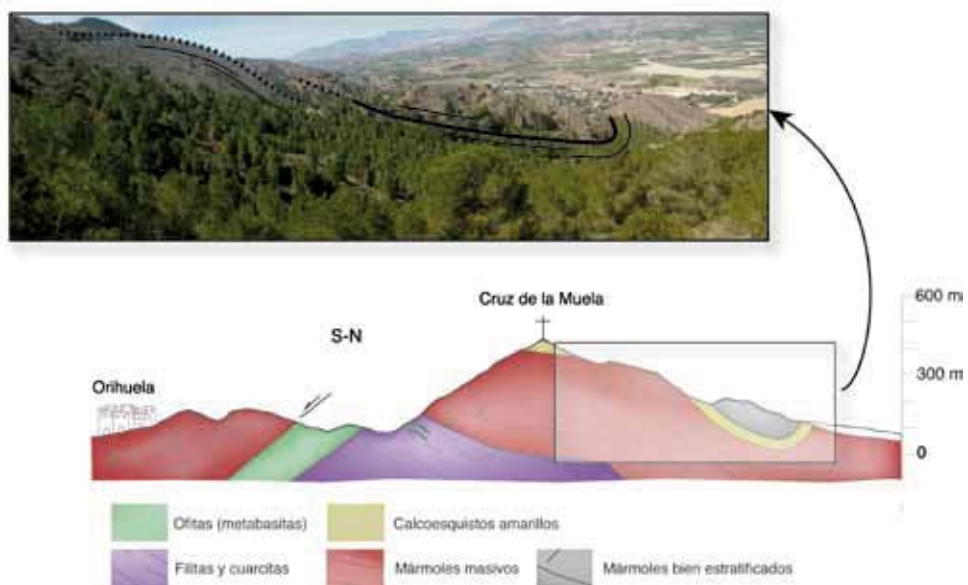


figura 18 - Corte geológico de la sierra de Orihuela donde se señala con un recuadro la panorámica de la fotografía superior. Con líneas de color negro se indican los pliegues de las rocas triásicas.

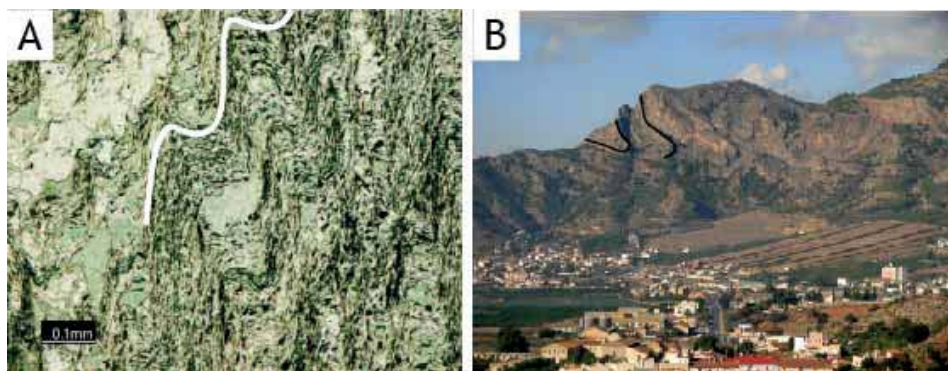


figura 19 - Los pliegues de la sierra de Orihuela tienen una geometría fractal. Coexisten pliegues de tamaño kilométrico, métrico, centimétrico e, incluso, pliegues tan pequeños que sólo son visibles con un microscopio (foto de la izquierda, A).

figura 20 - Pliegue en rocas carbonatadas de edad triásica. Estos pliegues de escala métrica son muy frecuentes en el sendero a la Cruz de la Muela.

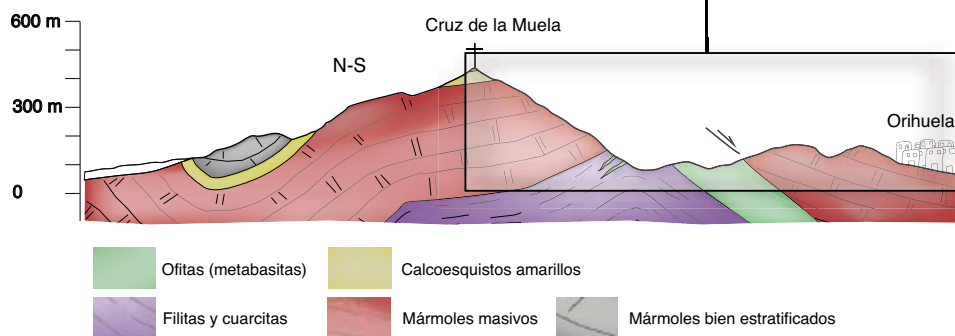


figura 21 - Corte geológico de la sierra de Orihuela donde se señala con un recuadro la panorámica de la fotografía superior. Obsérvese que este corte es idéntico al de la figura 18, pero orientado al contrario.

¿SABÍAS QUE ...?

Cuando las rocas se deforman se originan estructuras (pliegues y/o fracturas) de todos los tamaños, desde tan pequeñas que necesitamos un microscopio para verlas, hasta tan grandes que llegan a reconocerse desde el espacio. Además, si las condiciones son idénticas esta colección de estructuras de diferentes tamaños tienen la misma geometría. Es lo que se conoce como geometría fractal. No sólo las estructuras geológicas tienen esta geometría, por ejemplo el romanescu (híbrido entre brócoli y coliflor) es una verdura con geometría fractal.



6

LA FALLA DEL BAJO SEGURA: terremotos en la Vega Baja

Desde que se dispone de documentación histórica detallada (últimos 500 años), la comarca de Orihuela es una de las que más terremotos ha sufrido en toda la Península Ibérica.

La falla más importante de la región es la **falla del Bajo Segura**, que se extiende desde Beniel a Guardamar del Segura, con una dirección Este-Oeste, aproximadamente paralela al río Segura (figura 22).

La falla, que se encuentra en profundidad, corta las rocas del basamento idénticas a las que forman las sierras de Orihuela y de Callosa. Pero en su parte más superficial está cubierta por las rocas

sedimentarias más recientes, de los últimos 10 millones de años. La falla sólo es capaz de plegar estas rocas recientes, sin llegar a romperlas. Este tipo de fallas se denominan **ciegas** o **enterradas**.

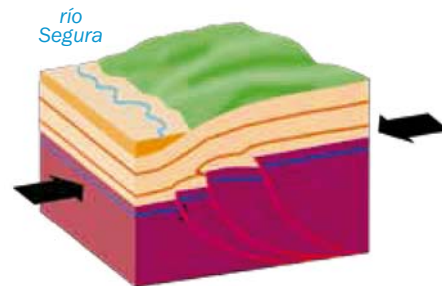


figura 23 - Esquema simplificado de una falla inversa ciega.

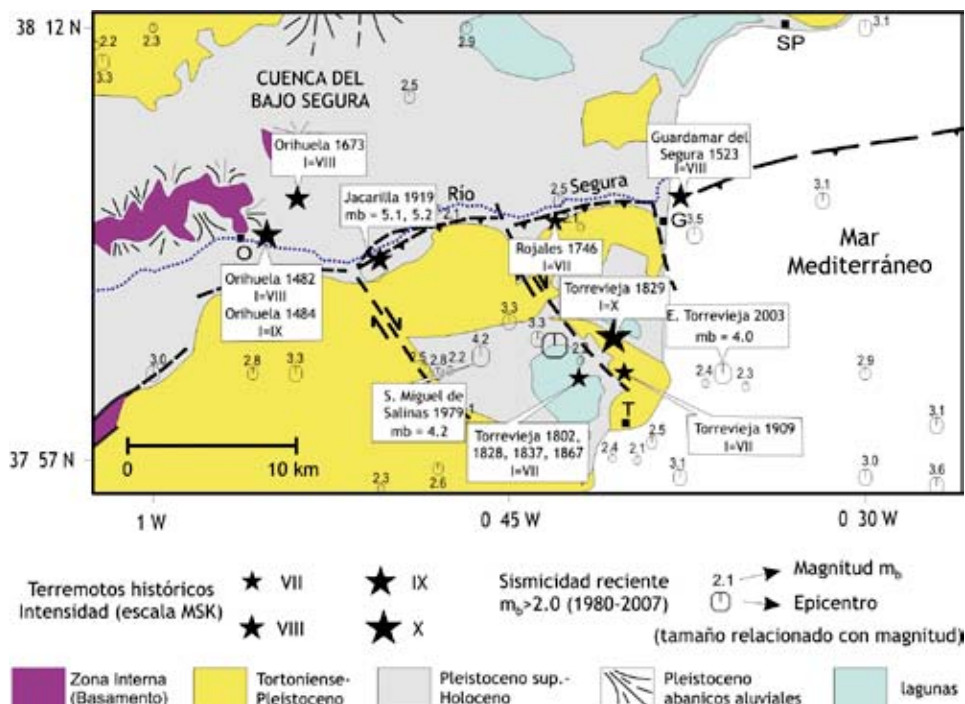


figura 22 - Mapa con la traza de la falla del Bajo Segura. Con estrellas se han representado los terremotos más significativos entre los que destaca el terremoto de Torreveija de 1829 (magnitud aproximada de 6,5 e intensidad máxima=X), que causó casi 400 víctimas mortales, y los terremotos de Jacarilla de 1919 (magnitudes de 5,1 y 5,2 e intensidad máxima=VIII), que causaron cuantiosos desperfectos en la comarca. En Orihuela se sintió con intensidad VI-VII.

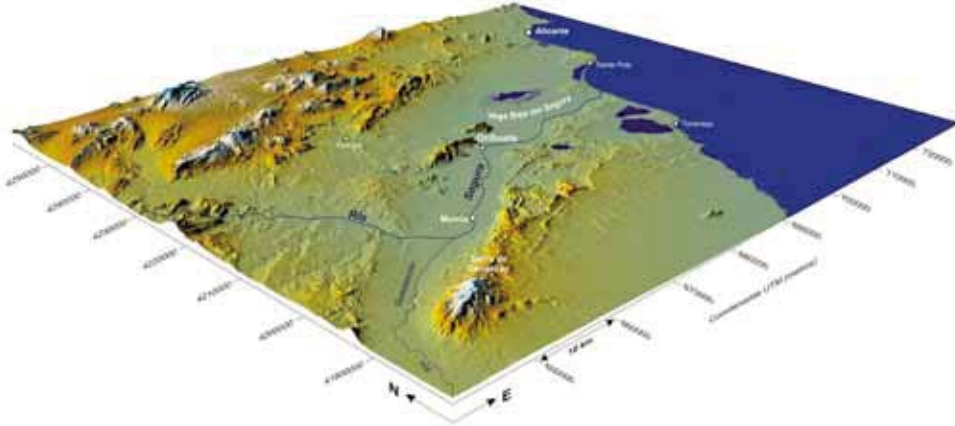
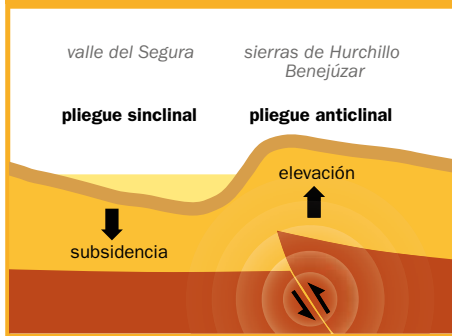


figura 24 - La mayoría de los cursos fluviales del Planeta están controlados por la geología, bien por el tipo de rocas o por su estructura. El curso bajo del río Segura no es una excepción. En la figura se observa como el río Segura fluye hacia el SE desde Cieza hasta llegar a Alcantarilla donde cambia dirección. ¿A qué se debe este cambio tan brusco de dirección? Las sierras de Carrascoy y de la Cresta del Gallo se están elevando continuamente por la falla del Norte de Carrascoy. Estos relieves impiden que el río continúe su curso hacia el SE, hacia Cartagena, obligándole a girar hacia el Noreste, paralelamente a la falla. A partir de la ciudad de Orihuela, vuelve a cambiar de dirección, ahora hacia el Este, también de forma paralela a la traza de la falla del Bajo Segura.

¿SABÍAS QUE ...?

Uno de los efectos geológicos de los terremotos es que construyen relieves. La actividad de esta falla a lo largo de los últimos millones de años, a través de miles de terremotos, es responsable de la elevación de los relieves de la sierra de Hurchillo, sierra de Benejuzar, Lomas de la Juliana y sierra de El Moncayo (Guardamar). También produce un pliegue sinclinal, sobre el que se sitúa el valle del río Segura.



¿SABÍAS QUE ...?

La falla del Bajo Segura, como el resto de las fallas de la Península Ibérica, puede considerarse una falla lenta, con tasas de desplazamiento menores a un milímetro al año. Los estudios geológicos y geodésicos indican que la falla se mueve aproximadamente entre 0,2 y 0,6 milímetros por año.

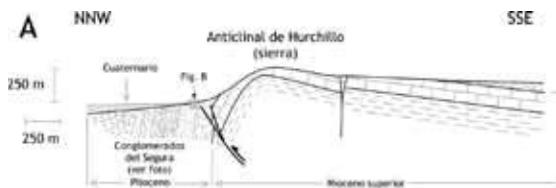


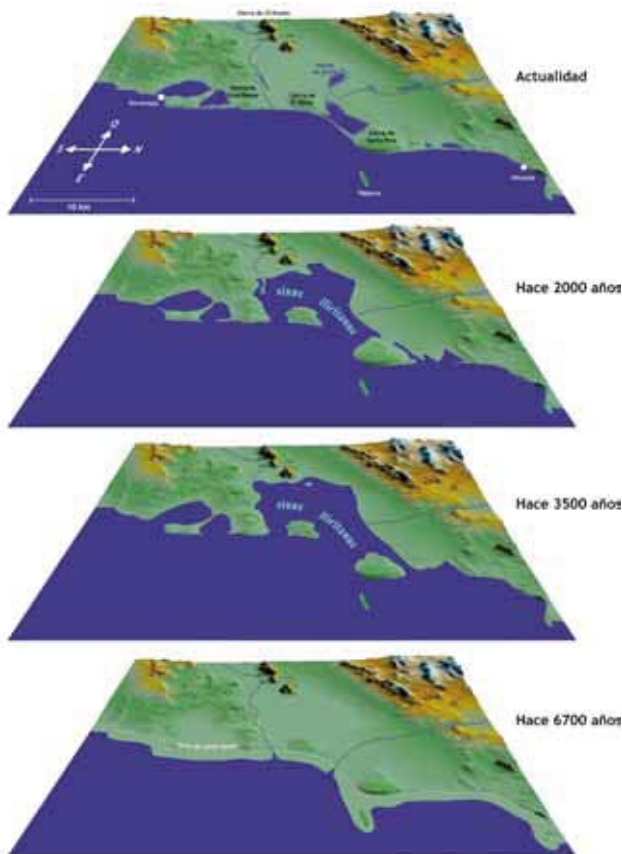
figura 25 - Estructura geológica de la sierra de Hurchillo (A) Se ha indicado la posición de la fotografía inferior (B), en la que se observan estratos verticales de rocas conocidas como "Conglomerados del Segura" de edad Plioceno (aproximadamente 3,5 millones de años).

7

LA EVOLUCIÓN DEL PAISAJE DE LA VEGA BAJA

VEGA BAJA DEL SEGURA: MOMENTOS DESTACADOS

<i>hace 20.000 años</i>	El mar se situaba a unos 120 metros por debajo del nivel actual.
<i>hace 15.000 años</i>	El mar se situaba unos 70 m por debajo del nivel del mar actual.
<i>hace 6.200 años</i>	Comienza a inundarse el valle fluvial del río Segura y se forma el <i>Sinus ilicitanus</i> .
<i>hace 5.000 años</i>	La laguna salobre llegaba hasta casi Orihuela. Desde entonces, la laguna salobre comenzó a colmatarse de sedimentos por los aportes mayoritarios del río Segura y, en menor medida, del río Vinalopó y otros cursos fluviales menores.
<i>hace 2.000 años</i>	La desembocadura del río Segura se localizaba en mitad de la laguna.
<i>Hace 1.500 años</i>	La desembocadura del río se situó en Guardamar.



¿SABÍAS QUE ...?

De forma natural, la laguna salobre se ha ido desecando por los aportes de sedimentos de los ríos, especialmente del Segura. Pero el hombre ha acelerado este proceso. A principios del siglo XVIII, el cardenal Belluga llevó a cabo los primeros trabajos de colonización. Posteriormente, le siguieron los realizados por el Marqués de Elche, particulares o sociedades locales y el Instituto Nacional de Colonización. Sobre estos terrenos ganados a estas zonas pantanosas y salobres se asientan las actuales poblaciones de Dolores, San Fulgencio, San Felipe Neri o San Isidro de Albaterra.

figura 26 - Evolución del paisaje de la Vega Baja del Segura desde hace 6.700 años hasta la actualidad con la formación del *Sinus Ilicitanus*.

del *Sinus Illicitanus* a la actualidad

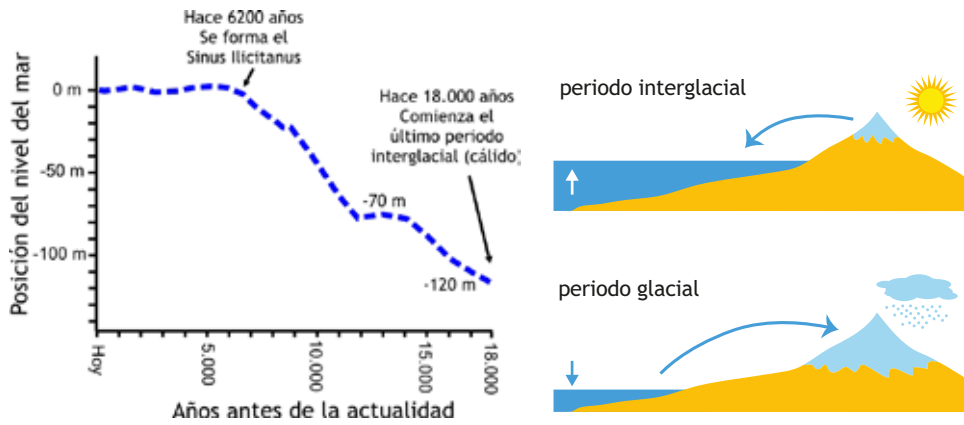


figura 27 - Durante el Cuaternario, es decir, durante los 2,6 últimos millones de años, el clima del Planeta ha sufrido varios cambios importantes con una alternancia de periodos fríos (glaciales) y cálidos (interglaciales). Durante los periodos fríos, la acumulación de grandes volúmenes de hielo en los continentes ha ocasionado un descenso del nivel del mar incluso de hasta más de 100 metros. Cuando comenzó el último periodo interglacial hace unos 18.000 años (todavía nos encontramos en este periodo cálido), el hielo glacial comenzó a fundirse y el nivel del mar a ascender lentamente de forma más o menos continua.



figura 28 - Esquema que muestra los tres grandes dominios geomorfológicos de Orihuela: la Sierra y la Vega separados por los abanicos aluviales.



figura 29 - Antiguo aspecto de la sierra de Orihuela y el palmeral de San Antón.



figura 30 - Corte esquemático en el que se observa cómo están unidas las sierras de Orihuela y Callosa, así como los distintos cabezos que salpican la Vega Baja del Segura.

8

LA SIERRA DE ORIHUELA Y LA TECTÓNICA DE PLACAS

La historia de la sierra de Orihuela está relacionada con la evolución y desplazamiento de tres placas tectónicas: África, Eurasia y el Continente Mesomediterráneo. Las placas nacen, crecen o decrecen y mueren. Lo que quiere decir esta frase es que a lo largo de la

historia de la Tierra, las placas van apareciendo y desapareciendo a lo largo de decenas o centenares de millones de años. El antiguo continente Mesomediterráneo, que se movió independientemente de África y Eurasia, es un buen ejemplo.

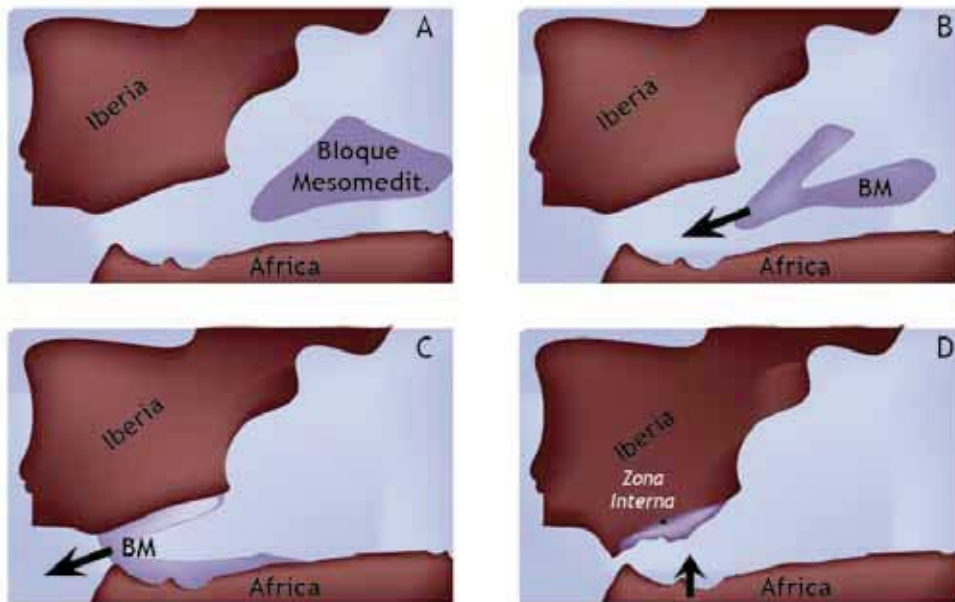


figura 31 - La historia de la sierra de Orihuela está relacionada con tres placas tectónicas: África, Eurasia y el Continente Mesomediterráneo (CM) (A). Hace aproximadamente 70 millones de años se produjo un cambio muy significativo en el movimiento de las placas tectónicas. África comenzó a desplazarse hacia el norte y, por tanto, a acercarse a Iberia. Esto provocó que el CM comenzara a desplazarse, poco a poco hacia el oeste (B). Este desplazamiento continuó hasta que se encontró con la Península Ibérica, contra la que colisionó durante varios millones de años (C). Las rocas que había en la zona de colisión se deformaron intensamente, plegándose y fracturándose, y formando nuestra Cordillera Bética (la sierra de Orihuela forma parte de esta cadena de montañas). Este desplazamiento continuó hasta hace aproximadamente 8 millones de años, cuando se detuvo y un fragmento de un tamaño considerable del CM quedó definitivamente unido al sur de Iberia (D). En ese momento, la pequeña placa tectónica (CM) quedó unida a la placa Euroasiática, y dejó de existir como placa independiente. Este fragmento es lo que actualmente se conoce como Zona Interna de la Cordillera Bética y sus rocas constituyen, entre otras las sierras de Orihuela y Callosa.

¿SABÍAS QUE ...?

Los primeros mapas de tectónica de placas elaborados en los años sesenta identificaron 12 grandes placas. Los estudios modernos geodésicos (GPS) han permitido identificar, de momento, 56 placas.

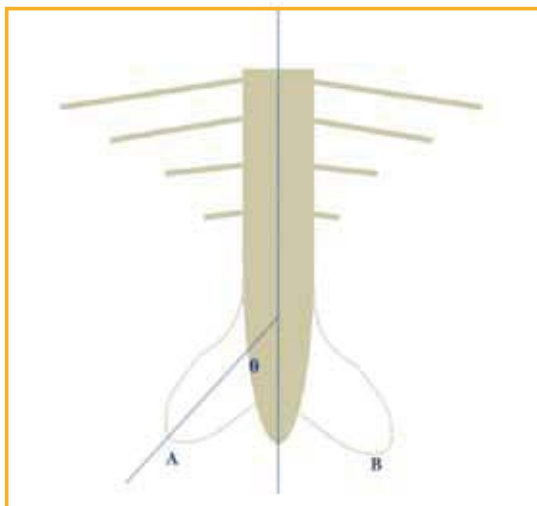
¿SABÍAS QUE ...?

El récord de velocidad medido entre 2 placas tectónicas se ha registrado en el Pacífico occidental, en Tonga (al sur de Samoa y este de Fiji). Aquí la placa Pacífica se hunde ¡24 cm al año! bajo la placa Australiana (la placa Africana y la Euroasiática se aproximan 0,5 cm/año en nuestro entorno).

Las plantas pueden “ver” donde están las grietas con suelo y crecen a lo largo de ellas.

La trayectoria que sigue una raíz depende de la resistencia que encuentre en el suelo. Las raíces no actúan al azar y ocupan, con mayor frecuencia, las hendiduras, grietas y poros grandes del suelo. El mecanismo por el que las raíces se localizan en estos huecos parece estar ligado a un fenómeno llamado **circumnutación** (el modelo en vaivén de crecimiento radicular, ver esquema inferior). Desde los tiempos de Darwin, este proceso ha sido observado por numerosos investigadores.

Las grietas y las fisuras del suelo ofrecen menos resistencia para el crecimiento radicular, y mediante esos movimientos oscilatorios la raíz “encuentra” la grieta. Además, mientras crece la va abriendo, liberando sustancias orgánicas que disuelven la roca y formando así más suelo.



¿SABÍAS QUE ...?

Existen varios tipos de movimientos oscilatorios de las raíces. El cambio de posición del extremo apical es muy rápido. En menos de una hora puede cambiar de la posición **A** a la **B**.

figura 32 - Las raíces muestran un aspecto ondulado al ir oscilando mientras atraviesan el suelo.

10

MINERÍA EN LA SIERRA DE ORIHUELA

La sierra de Orihuela es uno de los escasos lugares de la provincia de Alicante donde ha habido una minería metálica en el pasado. La más importante está relacionada con el hierro. En varios puntos de la ladera sur de la sierra, y en el barranco de las Minas situado en la ladera norte, existen minas y prospecciones mineras de este metal. La mayoría datan del siglo XIX, aunque existen evidencias de actividad minera desde la Prehistoria. Estas minas están formadas por un pozo simple o una galería horizontal, aunque también existen algunas más complejas. Los minerales más importantes son el **oligisto** o **hematites** y la **goethita**, aunque también se ha descrito **siderita**, **pirita** y **ocres**. Algunos silicatos asociados a estas minerali-

zaciones son **asbestos** o **amianto** (crocidolita) o **calcedonia**.

También hay que destacar la mina de **cinabrio**, para la extracción de mercurio, conocida como mina Virgen del Carmen. Esta mina, situada en el cerro del Oriolet junto al barrio de San Antón, se abrió en 1863 permaneciendo activa durante dos o tres años.

Además, en la sierra de Orihuela, en la pedanía de La Aparecida, existen mineralizaciones de cobre en niveles de cuarcitas del Triásico. En esta sierra también se ha descrito la presencia de **ilmenita**, **magnetita**, **calcopirita** y **arsenopirita** en las metabasitas; y se han citado minerales de enriquecimiento supergénico: **cuprita**, **calcosina** y **covellina**. Asimismo, se han citado



oligisto o hematites (Fe_2O_3)



hematites (Fe_2O_3) y pirita (FeS_2)



goethita ($\text{FeO}(\text{OH})$)



asbestos o amianto ($\text{Na}_2\text{Fe}^{2+}_3\text{Fe}^{3+}_2\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$)

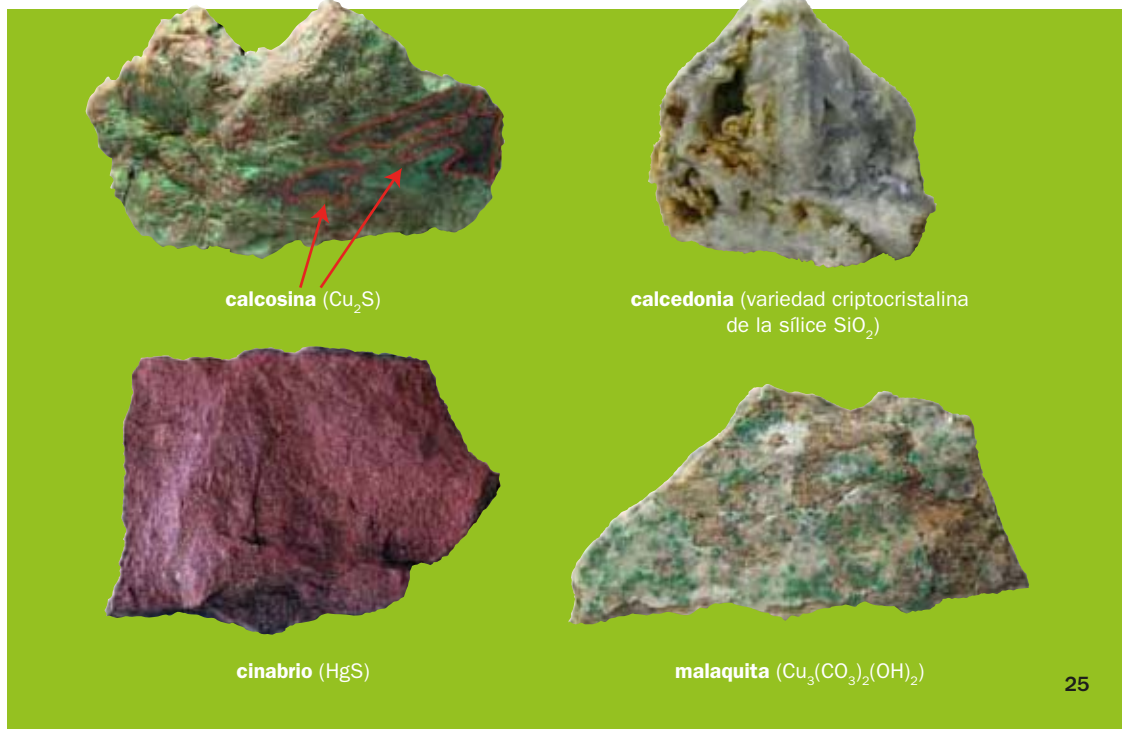
ORIGEN DE LAS MINERALIZACIONES

malaquita, azurita y crisocola, como menas de meteorización. Como curiosidad, existen referencias de presencia de cobre nativo, plata y oro (que algunos autores dicen que da el nombre a la ciudad, "Aurariola"). Estas mineralizaciones se continúan en la sierra del Puerto, ya en la Región de Murcia.

Finalmente, por la naturaleza carbonatada de las rocas hay abundante **calcita**. Existen también referencias de varias minas de **yeso**, y canteras de **alabastro**.

Las mineralizaciones metálicas de la Sierra de Orihuela (hierro, cinabrio y cobre) se formaron en una de las principales épocas "metalogénicas" de la Cordillera Bética: el **Triásico**. Aunque no existen investigaciones detalladas,

parece que la mayoría de estas mineralizaciones se concentran en el contacto entre las rocas detríticas y carbonatadas de esta edad. Algunas de estas mineralizaciones son estratiformes llegando a "impregnar" las rocas carbonatadas (diseminación), y otras se concentran en fracturas. Su origen puede estar ligado con actividad volcánica triásica (las mineralizaciones de Orihuela están asociadas a los afloramientos de metabasitas, que son rocas magmáticas; ver páginas 36 y 37). Es común en otros lugares de la Cordillera Bética (Alicante, Murcia y Andalucía), que fluidos calientes ricos en hierro y otros metales circulasen a lo largo de fracturas "mineralizando" tanto las rocas magmáticas como las rocas sedimentarias.



ITINERARIO CERRO DE SAN MIGUEL O DEL ORIOLET

LUGAR DE ENCUENTRO E INFORMACIÓN

Se puede elegir el punto de inicio entre dos opciones:

A Seminario de Orihuela

(recomendado para los oriolanos y habitantes de la comarca).

B Colegio de Santo Domingo, Puerta de La Olma (recomendado para los visitantes de otras poblaciones de la provincia), ya que se habilitará una zona de aparcamiento.

LONGITUD

Recorrido a pie de 4,5 km.

DURACIÓN APROXIMADA

2 h 45 min, incluidas las explicaciones.

NIVEL DE DIFICULTAD

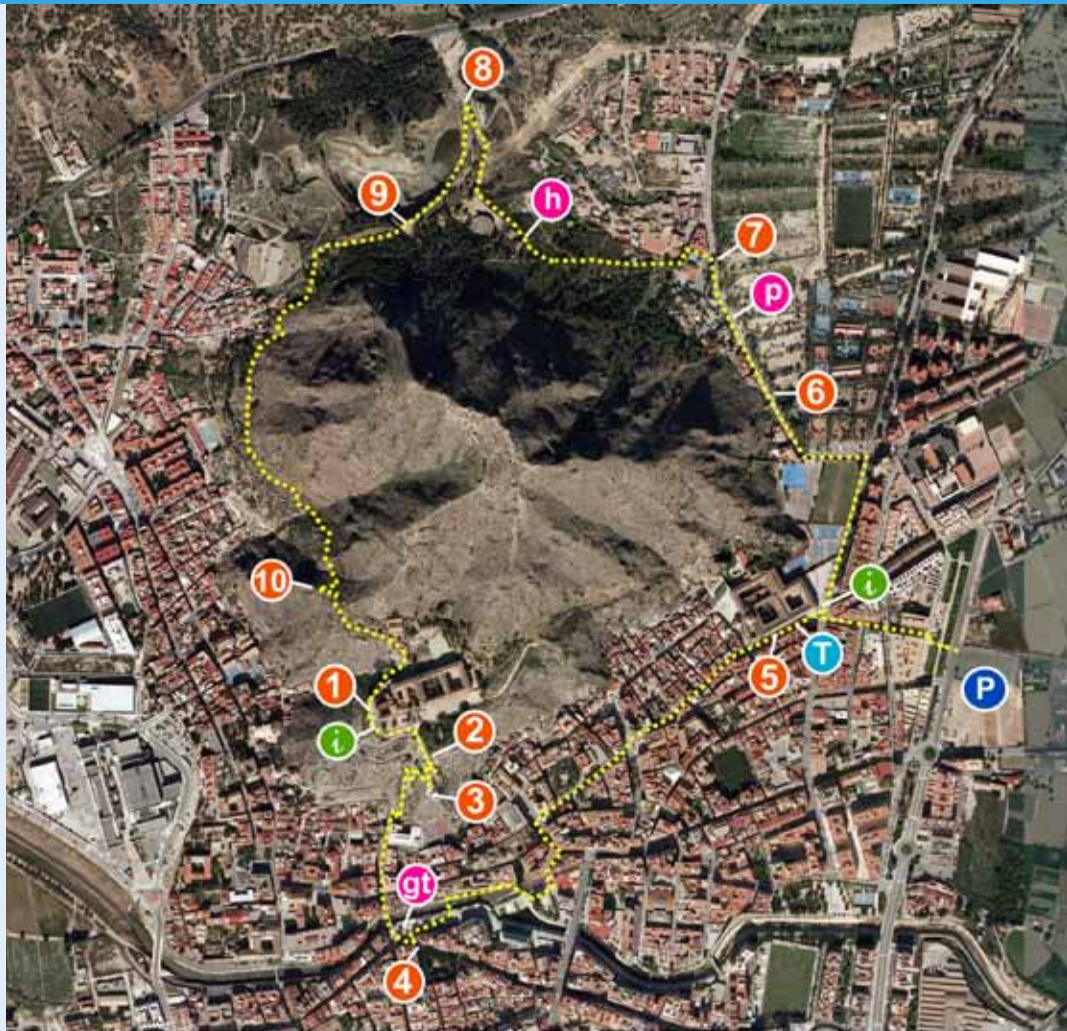
Bajo. El tramo entre el Cerro del Oriolet y el Seminario no es recomendable para personas de movilidad reducida (tiene algunas zonas escalonadas con pasamanos). Este tramo se puede evitar si se realiza un itinerario lineal de ida y vuelta entre el Seminario, Colegio de Santo Domingo y el Cerro del Oriolet.

NIVEL DE SEGURIDAD

Alto. Se recomienda no salir de los senderos. En el trayecto urbano, es necesario prestar atención al tráfico.



figura 33 - Vista panorámica del Cerro de San Miguel desde la Cruz de la Muela.



INICIOS DEL RECORRIDO

- i Seminario
- i Colegio de Santo Domingo
- T ZONA DE TALLERES
- gt Geotecnia
- p Historia del Palmeral
- h Horno de cinabrio

..... ITINERARIO GEOLÓGICO

- | | |
|---|--|
| 1 Inundaciones río Segura | 6 Baños de San Antón |
| 2 Falla del Bajo Segura *
(terremotos) | 7 Acuífero de la Vega Baja |
| 3 Sinus illicitanus * | 8 Rocas magmáticas |
| 4 Subsistencia | 9 Minería en Orihuela * |
| 5 Alteración de monumentos | 10 Tectónica de Placas * |

* Ver paradas 6, 7, 8 y 9 en el itinerario anterior

1

INUNDACIONES DEL RÍO SEGURA

La Vega Baja del Segura ha tenido un aprovechamiento agrícola desde la antigüedad. Al tratarse de una llanura de inundación presenta un elevado riesgo frente a las avenidas. La elevada frecuencia y virulencia de este riesgo natural se debe a una serie de causas entre las que se puede destacar: la diversidad en el tipo de lluvias que generan inundaciones, una topografía de escasa pendiente, abundantes estrechamientos y elevación del cauce, ciertas dificultades de desagüe hacia el mar, un nivel freático del acuífero alto y el aporte de algunos ríos, ramblas y canales.

Protección frente a las inundaciones

Cuando el hombre se instaló en este territorio se protegió frente a las inundaciones ubicando sus poblaciones en las

laderas de los relieves. Este hecho fue cambiando con el tiempo, especialmente durante el s. XX, siendo cada vez más abundantes las ocupaciones en sectores con mayor riesgo.

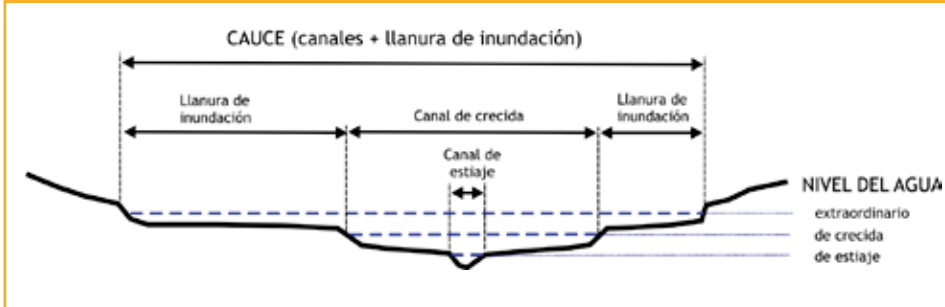
Inicialmente la lucha contra las avenidas estuvo basada en la construcción de una red para el riego (red de acequias y azarbes) que, además, permitía un aprovechamiento exhaustivo del agua. Asimismo, cuando el río crecía se utilizaban sacos terreros para evitar que el agua inundase los campos y se construían diques longitudinales (motas). La ineficacia de los métodos tradicionales conllevó el diseño de varios planes de defensa frente a las avenidas. El más importante se desarrolló tras la inundación de 1987 y supuso el encauzamiento del río entre Murcia y Guardamar.





¿SABÍAS QUE ...?

El cauce de un río incluye sus canales de estiaje y crecida, pero también sus llanuras de inundación. En episodios extraordinarios, que se repiten en el tiempo, el río ocupa todo su cauce.



fecha	inundación	caudal (Q) y altura del agua (h)	daños en la Vega Baja
15 de Octubre 1879	Riada de Santa Teresa	Q = 2000 m ³ /s	Destrucción generalizada
22 de Mayo 1884	Riada de la Ascensión		Gravísimos daños en las Vegas Media y Baja
30 de Noviembre 1916	Riada de San Andrés		Anegamiento del pueblo de Orihuela
21 de Abril 1946	Riada del Viernes Santo	Q = 1138 m ³ /s	Evacuación de Dolores, Rafal y San Fulgencio
20 de Octubre 1948		Q = 1172 m ³ /s	105.000 tahúllas anegadas
19 de Octubre 1972		h = 6 m en Beniel	540 ha anegadas en la Vega Baja
20 de Octubre 1973	Riada de Puerto Lumbreras	h = 5,6 m en Orihuela	500 personas evacuadas. 86 víctimas mortales
3 de Noviembre 1987		Q = 1000 m ³ /s	Récord lluvia/24 h en Orihuela (311 mm) Centenares de personas evacuadas
5-7 de Septiembre 1989		h = 7,2 m en Rojales	
21 de Octubre de 2000		Q = 350 m ³ /s h = 4,65 m	El río alcanzó la cima del nuevo encauzamiento

Tabla I. Inundaciones más destacadas en la Vega Baja.

¿SABÍAS QUE ...?

La primera referencia histórica de una avenida data del año 738 a. C. Los árabes, ya en el siglo XI, comparaban las inundaciones del Segura con las del Nilo. Fueron ellos quienes introdujeron el sistema de riego por redes de acequias (aguas vivas) y azarbes (aguas muertas), técnica que optimiza el riego de todo el valle cultivado y fue usada en Mesopotamia para diseminar avenidas.



EL HORNO DE CINABRIO DE SANTA MATILDE

El horno de Santa Matilde de Orihuela, que es del tipo Bustamante y data de 1888, se utilizaba para obtener mercurio a partir del cinabrio (sulfuro de mercurio). El mineral cinabrio se calienta con un fuego de leña produciendo vapores de mercurio que son separados de las rocas. Estos vapores se condensan a su paso por varios serpentines expuestos al aire e inclinados hacia abajo. Cada serpentín está construido empalmando aludeles, como unas vasijas de barro cocido abiertas

por ambos extremos. Los vapores de mercurio al condensarse producen mercurio líquido, que cae por estos serpentines mientras que el resto de los gases continúan su camino. Hacia la mitad del trayecto hay una quiebra, y el aludel que hay en esa quiebra tiene un orificio para que salga el mercurio líquido. Los gases continúan por los serpentines inclinados hacia arriba hasta llegar a unas arquetas que contienen agua. Los gases lavados, ya sin mercurio, salen por la chimenea.

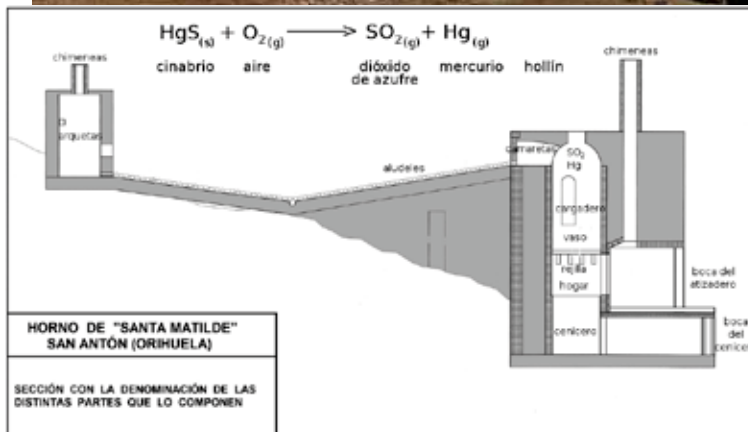
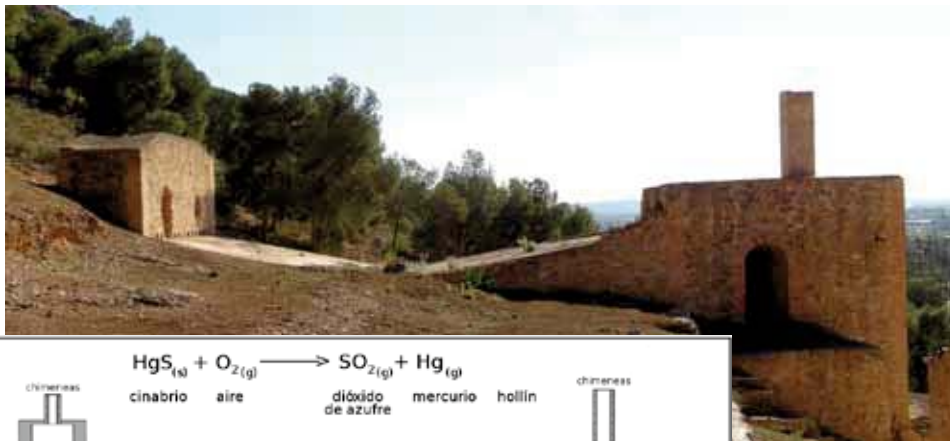


figura 35 - El edificio del horno mide 26 metros de largo por 7 de ancho, siendo el vaso de una altura de 9 metros por 2 de diámetro, con un plan de cabecera de 9 metros hasta la quiebra.

¿SABÍAS QUE ...?

España fue pionera en la producción de mercurio y desarrolló un método avanzado de destilación en 1633.

¿SABÍAS QUE ...?

Durante casi 250 años el mercurio llegó a ser un metal estratégico, ya que servía para extraer oro y plata.

La subsidencia del terreno hace referencia al hundimiento de la superficie terrestre. Este hundimiento puede ser paulatino o súbito e implica el asentamiento en un área extensa. La subsidencia puede deberse a varios factores, que pueden ser naturales o causados por el impacto de una gran variedad de actividades humanas.

La extracción de fluidos (agua, gas o petróleo) del terreno puede causar

importantes valores de subsidencia como consecuencia del cierre gradual de los huecos que estaban rellenos por el fluido extraído. La subsidencia causada por extracción de agua desde el subsuelo (figura 36) afecta a importantes ciudades como México D.F., Venecia, Valle de San Joaquín (EE.UU.), Taipei (Taiwán), Tokio (Japón) o Pekín (China) pudiendo llegar a ocasionar asientos del terreno incluso de varios metros.

En el caso de Orihuela, existe constancia de la ocurrencia de una subsidencia generalizada por descenso del nivel freático. Este descenso fue causado por la extracción de agua desde pozos de bombeo. Asimismo, este fenómeno se vio agravado en las proximidades del río Segura debido a su encauzamiento mediante pantallas profundas que modificaron la red de flujo en su entorno ocasionando asientos diferenciales en numerosos edificios. La subsidencia de algunos edificios se reconoce a simple vista por el giro que han sufrido (figura 37).



figura 36 - Esquema conceptual del origen de la subsidencia del terreno en la ciudad de Orihuela.



figura 37 - Edificio basculado en Plaza Nueva (Orihuela), situada en las proximidades del río Segura.

La fachada Sur del Colegio de Santo Domingo de Orihuela (con las portadas neoclásicas de la Iglesia y del Convento realizadas en el siglo XVII y la portada barroca de la Universidad en el siglo XVIII) ha sido construida básicamente con calizas oolíticas y calcarenitas.

También se ha utilizado una roca dolomítica de color negro que localmente recibe el nombre de *Piedra Jabalina* o *Piedra Negra de Callosa*. Esta roca dolomítica negra aflora junto al propio edificio y constituye gran parte del relieve de las sierras de Orihuela y Callosa.

Piedra Jabalina

Mármol de bajo grado, con variable brechificación y presencia de vénulas de calcita blancas. La Piedra Negra de Callosa o Piedra Jabalina, junto con dolomita y calcita como minerales principales, puede presentar dolomita ferrífera y anquerita asociadas a vénulas y estilolitos, así como moscovita, pirita y óxidos de hierro, grafito, celestina e indicios de wollastonita y grosularia que son dos silicatos característicos del metamorfismo de rocas carbonáticas.



figura 38 - Aspecto de la roca dolomítica negra en Microscopio Óptico Petrográfico iluminada con luz polarizada cruzada.

Los sillares bajos de las rocas más porosas (las calizas oolíticas y las calcarenitas), han sufrido importantes procesos erosivos de **arenización** y **alveolización**. Estos procesos están relacionados con la humedad del suelo, que asciende por capilaridad a través de los sillares arrastrando iones salinos. A partir de dichas soluciones y su interacción con la roca se forman minerales cuya presión de cristalización “rompe” la roca (figura 40).

La *Piedra Negra* se conserva mejor incluso estando en lugares más expuestos a los procesos capilares, ya que es mucho menos porosa y no permite que el agua circule por capilaridad.



figura 39 -Bajorrelieve realizado con Piedra Negra. Portada de la Iglesia.

figura 40 - Esquema sobre los procesos de alteración que sufre la fachada de Santo Domingo. Detalle de cómo la cristalización de sales disgrega la roca.

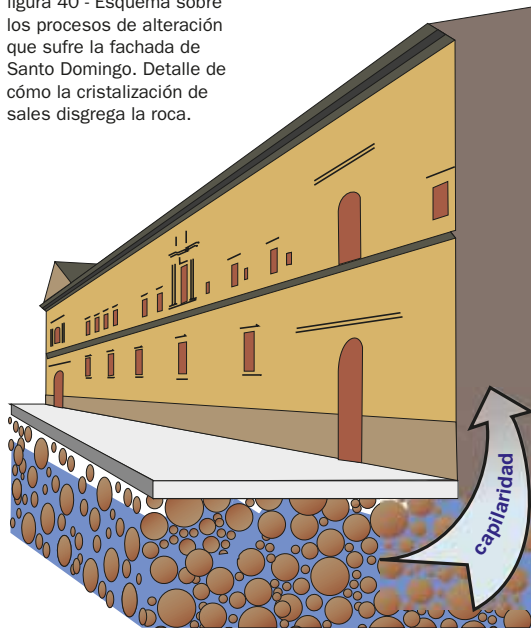


figura 41 - Ejemplo de sillares y sus correspondientes llagueados antes de su última restauración. Los sillares bajos de las rocas más porosas (las calizas oolíticas y las calcarenitas), han sufrido importantes procesos erosivos de **arenización** y **alveolización**. Estos procesos están relacionados con la humedad del suelo, que asciende por capilaridad a través de los sillares arrastrando iones salinos. A partir de dichas soluciones y su interacción con la roca se forman minerales cuya presión de cristalización "rompe" la roca.

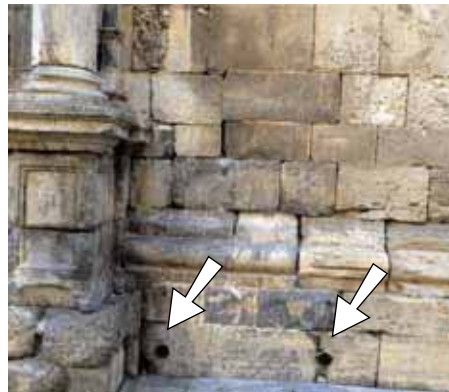


figura 42 - Para evitar este deterioro del edificio, los bloques más afectados fueron sustituidos y se montaron *respiraderos* (indicados con flechas) para interferir en el proceso del ascenso capilar de la humedad.

¿SABÍAS QUE ...?

Las piedras pulidas coloreadas colocadas en exteriores sufren un proceso de decoloración debido al aumento de rugosidad de su superficie por meteorización tanto debida a procesos químicos (ataque ácido por contaminación) como físicos (erosión eólica, hielo-deshielo y cristalización de sales). La oxidación de minerales, principalmente sulfuros y materia orgánica son causas frecuentes de decoloración.

6

LOS BAÑOS TERMALES DE SAN ANTÓN

El **manantial de los Siete caños** o de los **Baños de San Antón** surge en el contacto entre los carbonatos triásicos de la sierra de Orihuela y los depósitos detríticos de la Vega Baja. Constituye parte de la descarga natural del acuífero de esta sierra, el cual es alimentado por la infiltración del agua de lluvia. El agua drena, por un lado, subterráneamente hacia el acuífero de la Vega Baja que rodea la sierra y, por otro, se dirige hacia el manantial de los Baños de San Antón, donde se encuentra a la cota más baja de los afloramientos calizos permeables.

La temperatura de sus aguas es de 25°C, lo que indica un flujo profundo del agua infiltrada antes de salir por el manantial. Ello debe estar condicionado por la estructura geológica de la sierra, con una serie de fracturas que permiten su circulación a mayor profundidad, cargándose además en sales. Este aumento de temperatura está favorecido en esta zona por el elevado gradiente geotérmico local, que llega a ser de unos 4,5°C cada 100 m de profundidad.

¿SABÍAS QUE ...?

Se denomina **Gradiente Geotérmico** al aumento que experimenta la temperatura con la profundidad, motivado por la energía interna del Planeta. En la corteza terrestre la temperatura suele aumentar 3°C por cada 100 m de profundidad. Sin embargo, hay lugares donde este gradiente es más elevado, tal y como ocurre en las sierras de Orihuela y Callosa, debido a sus características geológicas. En ocasiones, estas zonas tienen un interés especial para el aprovechamiento geotérmico mediante el empleo de pozos de gran profundidad que extraen agua o vapor a elevada temperatura.

¿SABÍAS QUE ...?

El agua que mana por los Baños de San Antón tiene una conductividad eléctrica de 6200 µS/cm (microsiemens/centímetro). Es decir, tiene una salinidad 7 veces superior a la del agua del grifo. El agua, en contacto con las rocas, se carga en sales (en general, a mayor tiempo de circulación por el acuífero, mayor es la cantidad de sales que disuelve y, por tanto, mayor es su conductividad).

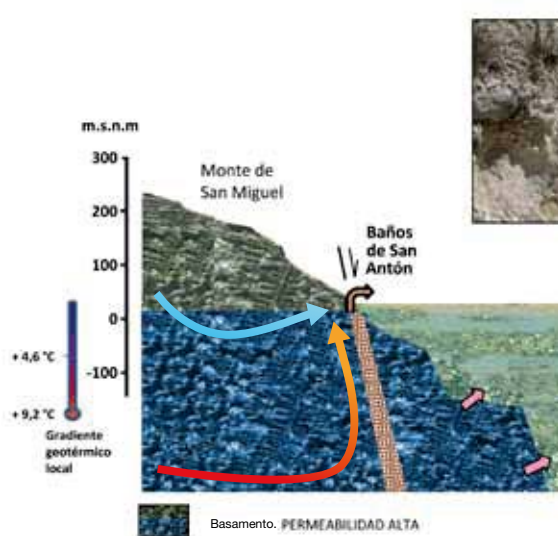


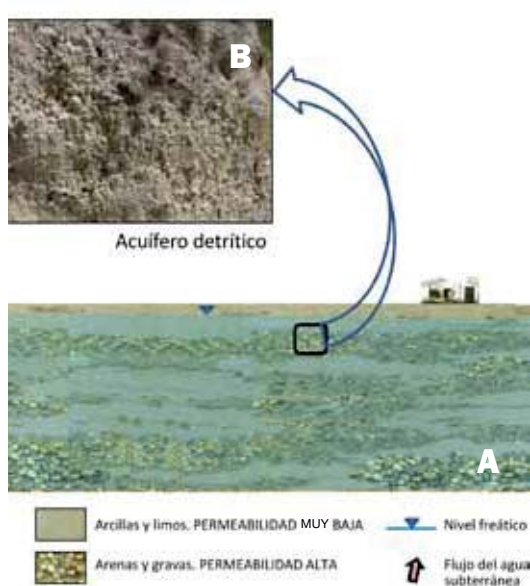
figura 43

A · Baños de San Antón: corte esquemático de la relación hidrogeológica entre los materiales carbonatados de la sierra de Orihuela y los detríticos de la Vega Baja. La ubicación del manantial del Balneario de San Antón se interpreta asociada a una zona de fractura por la que asciende agua caliente.

Es el acuífero detrítico más grande de la provincia de Alicante con una extensión total de más de 1000 km². Su espesor medio está en torno a los 150 m, aunque puede llegar a superar los 250 m, lo que significa que almacena importantísimos volúmenes de agua. En la Vega Baja presenta al menos 4 o 5 niveles de gravas y arenas (permeables y con capacidad para almacenar agua), de algunos metros de espesor, intercalados entre depósitos arcillosos (impermeables). Los niveles permeables se encuentran interconectados entre sí, formando lo que se denomina el *acuífero profundo* multicapa, en el que se localizan las principales explotacio-

nes. Encima de éstos, en los primeros 30 o 40 m de sedimentos, hay un tramo más arcilloso, con algunos niveles de arenas y limos arenosos intercalados, formando el *acuífero superficial*. Este acuífero está relacionado con una extensa red de azarbes que drenan las infiltraciones de los excedentes de riego, dada la proximidad del nivel freático a la superficie.

Dada la elevada salinidad de sus aguas, el uso exclusivo del acuífero es para regadío. Esta salinidad podría estar en parte relacionada con una antigua “intrusión marina”, ya que la línea de costa se adentraba varios kilómetros en la actual Vega Baja (ver páginas 20 y 21. *Simus Ilicitanus*).



B · Los acuíferos detríticos: son formaciones geológicas formadas por niveles de bloques, gravas y arenas de diversos tamaños de grano que presentan poros o huecos, donde el agua se almacena y circula. En función del tamaño, la forma de los granos y sus proporciones el movimiento del agua a través de los poros es más fácil (mayor permeabilidad) o más difícil y lenta (menor permeabilidad).



figura 44 - El acuífero de la Vega Baja y Media del Segura se extiende desde el SW de Murcia hasta la desembocadura del río Segura en Guardamar, coincidiendo con las Vegas Media y Baja del Segura.

¿SABÍAS QUE ...?

Dentro del acuífero detrítico de la Vega Baja se suelen incluir las sierras de Callosa y Orihuela a pesar de su naturaleza carbonatada. La principal razón es la total conexión hidráulica (el agua pasa directamente de las rocas carbonatadas a las detríticas). Es en estas sierras del centro del acuífero donde se encuentran los pozos de mayor productividad de la provincia; en muchos de ellos es posible extraer más de 100 L/s sin apenas descensos del nivel en el pozo.

8

METABASITAS

El Cerro del Oriolet se sitúa entre el Monte de la Muela y el Cabezo de San Miguel. Aquí se encuentra una antigua cantera de **metabasitas**, que suministró piedra para la fabricación de adoquines. La cantera moderna ha extraído 45.000 m³, con una superficie impactada de 15.000 m².

Las metabasitas son rocas ígneas (gabros-dioritas) pobres en cuarzo, es decir, *básicas* desde el punto de vista geoquímico, constituidas por cristales de plagioclasas y piroxenos con algunos anfíboles (hornblenda y actinolita), que han sufrido metamorfismo. De ahí el nombre asignado a este tipo de rocas: *meta-* (metamorfismo) y *-basita* (roca básica).

En el Triásico, este magma se solidificó cerca de la superficie pero sin llegar a alcanzarla (rocas subvolcánicas). El magma se inyectó entre los sedimentos marinos detríticos del Triásico inferior y los carbonatos del Triásico medio formando una capa con un espesor de 60-80 m. Esta capa, aproximadamente paralela a los estratos, se conoce como *sill*.

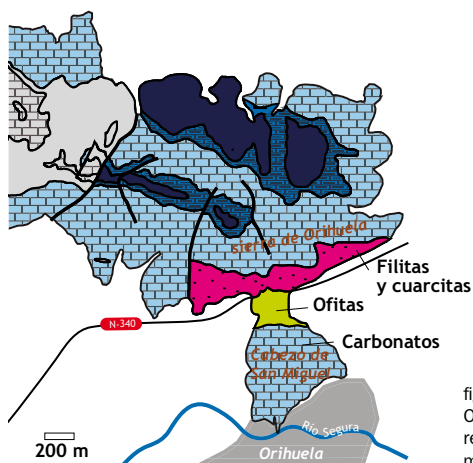


figura 45 - Mapa geológico de la parte oriental de la sierra de Orihuela, en el que con distintos colores y tramas aparecen representados los conjuntos de materiales aflorantes. Las metabasitas se dibujan en color verde.

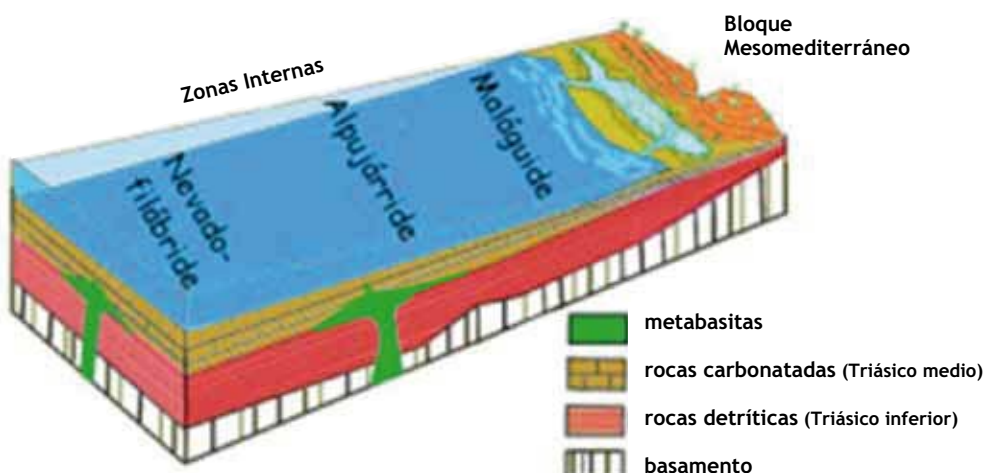


figura 46 - Bloque diagrama tridimensional en el que se representa la paleogeografía del Triás en el momento en el que se generaron las metabasitas (representadas en color verde).

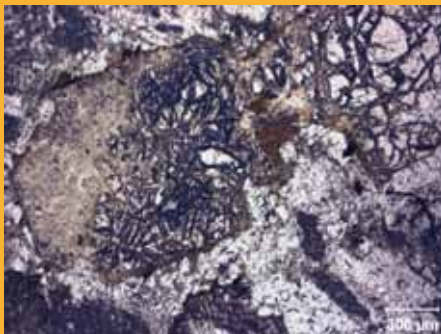


figura 47 - Aspecto de las metabasitas en la cantera del Oriolet. En ocasiones, a estas metabasitas también se les conoce con el nombre de "ofitas" debido a su textura.

¿SABÍAS QUE ...?

Henry Clifton Sorby (1826 – 1908) se le considera el fundador de la petrografía microscópica mediante la **técnica de láminas delgadas**. Esta técnica se usó por primera vez en Sheffield en el año 1851. La técnica tenía bastantes analogías con la usada en biología para el estudio de dientes, huesos, madera... Básicamente consiste en fijar mediante un adhesivo una rebanada de roca pulida por una cara sobre un porta de vidrio, y desgastarla hasta conseguir que la roca sea transparente a la luz (espesor de 0,030 mm=30 μ m). El microscopio iluminado con luz polarizada,

había sido desarrollado en Edimburgo en 1829 por William Nicol (1766-1851). Desde entonces la fábrica y las texturas no sólo de los materiales geológicos, sino arqueológicos, metalúrgicos, cerámicos... han sido estudiados mediante esta técnica que permite, además, identificar con precisión los minerales (Mineralogía Óptica). El primer petrográfo español fue José Macpherson y Hemas (1839 - 1902), que presentó en 1875 en la S.E.H.N, el primer trabajo español realizado con esta técnica: *El origen peridotítico de la serpentina de la serranía de Ronda*.



Iluminada con luz polarizada paralela



Iluminada con luz polarizada cruzada

La palmera, como aprovechamiento agrícola, ha estado estrechamente vinculada al espacio de la Huerta, el cual constituye un agrosistema extraordinariamente frágil y complejo, resultado del largo proceso histórico que, iniciado en el siglo IX, al implantarse un novedoso sistema de riegos en la llanura aluvial del Segura, fue progresivamente reduciendo terrenos lagunosos y salinos a favor de la agricultura. La expansión colonizadora se prolonga en el tiempo hasta su culminación a mediados del siglo XX, perpetuando una red hídrica basada en la doble circulación de aguas —riego y avenamiento— que se retroalimenta ante los escasos débitos del río y que es necesaria por la existencia de un manto impermeable en el subsuelo, que de no retornar encharcaría nuevamente el territorio. El palmeral, por su resistencia a la

salinidad, se ha desarrollado sobre todo en los territorios que conforman la periferia de la Huerta, pero también siguiendo las infraestructuras viarias y de riego, así como elemento imprescindible en los cierres de parcela constituyendo el soporte principal de esos setos naturales junto con otras especies arbóreas o arbustivas. De esta forma ha llegado hasta nuestros días el Palmeral de San Antón a las puertas de la ciudad de Orihuela, declarado por su importancia *Paraje Pintoresco* en 1963 y en la actualidad *Bien de Interés Cultural*.

Éste ámbito huertano es representativo de un modelo de producción agrícola que compaginaba aprovechamientos a distintos niveles en una misma parcela, combinando la explotación hortícola en el interior con la arbórea en los linderos; modelo que se conoce con el nombre de “cultivo promiscuo”, carac-

figura 48 - Mapa del Palmeral de San Antón, donde se observa la ocupación de parcelas por edificios de uso público de carácter dotacional (educativo-deportivo), consecuencia del tratamiento que en 1990 otorgó el R.G.O.U. de Orihuela frente a la función agrícola.

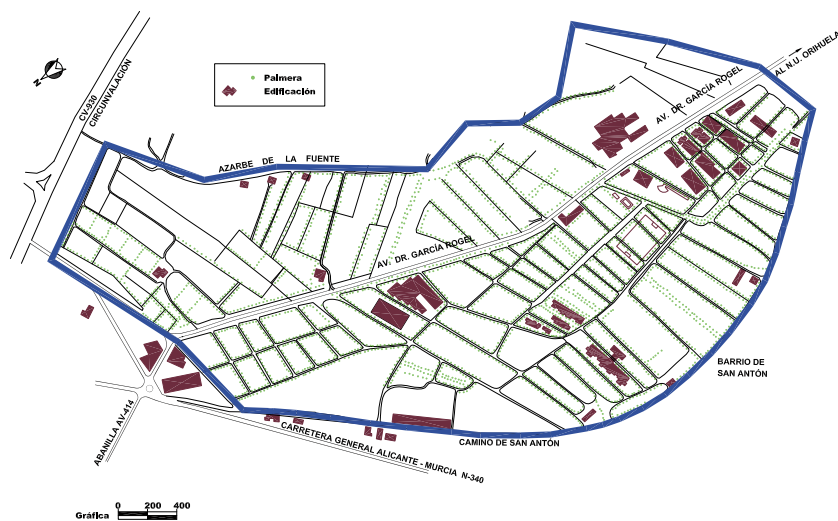
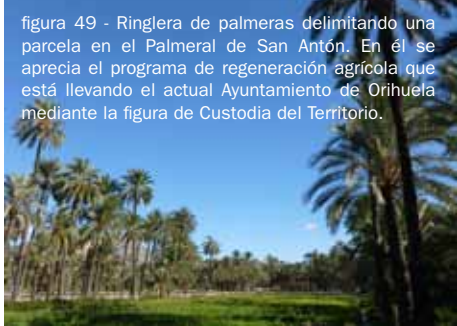


figura 49 - Ringlera de palmeras delimitando una parcela en el Palmeral de San Antón. En él se aprecia el programa de regeneración agrícola que está llevando el actual Ayuntamiento de Orihuela mediante la figura de Custodia del Territorio.



terizado por una mayor intensificación del suelo al obtener, el agricultor, rendimientos de bajo, medio y alto vuelo mediante esta marcada simbiosis de plantaciones. El desarrollo de la agricultura de mercado, que sustituye a la secular basada en la de subsistencia, todavía vigente en la segunda mitad del siglo XX, ha conllevado el abandono de este espacio tradicional que, junto con la ocupación de servicios socio-culturales, han supuesto una merma de la superficie agrícola y la progresiva reducción del número de palmeras, que ha pasado de las 8.581 unidades inventariadas en 1994, a las cerca de 6.500 en el 2012. Más recientemente otro mal amenaza la supervivencia de este paisaje, el picudo rojo.

La referencia al palmeral oriolano ha quedado plasmada en escritos de diversa índole en los que se señala el valor natural, cultural e histórico del mismo, lo que permite contrastar las visiones recogidas desde la Ilustración con la situación que atraviesa hoy día. El corpus documental existente muestra descripciones con diferentes intenciones y estilos narrativos, que podemos agrupar en tres grandes bloques: a) la literatura de viajes, cuyos autores, desde

su visión contemplativa, se dejan llevar por la subjetividad provocada por un paisaje que aparece por primera vez ante sus ojos y del que quedaron gratamente sorprendidos, como Wilhelm von Humboldt (1799), Henry D. Inglis (1831), Charles Davillier (1862) y José Casañ Alegre (1894); b) los tratados científicos, de carácter naturalista, geográfico o filológico que esgrimen con presupuesta objetividad la percepción que captan del territorio, tales como Antonio José Cavanilles (1795), Francisco Figueras (1910), Juan Sansano (1954) y Jorge Guillén (1974) ; y por último, c) las obras de creación, de poetas, narradores y ensayistas que idealizan el espacio observado como decorado en sus composiciones, casos de Miguel Hernández (1932), Antonio Sequeros (1956) y Rafael Coloma (1957).

figura 50 - Ilustración que Jean Sermet incorpora como representativa de la Huerta de Orihuela en su obra "La España del Sur" en 1956.



*Anda, columna, ten un desenlace
de surtidor. Principia por espuela.
Pon a la luna un tirabuzón. Hace
el camello más alto de canela.
Resuelta en claustro, viento esbelto pace,
oasis de beldad a toda vela
con gargantillas de oro en la garganta:
fundada en ti se iza la sierpe, y canta.*

Miguel Hernández
Palmera. Perito en Lunas

organizan:



convocan:



patrocinan:

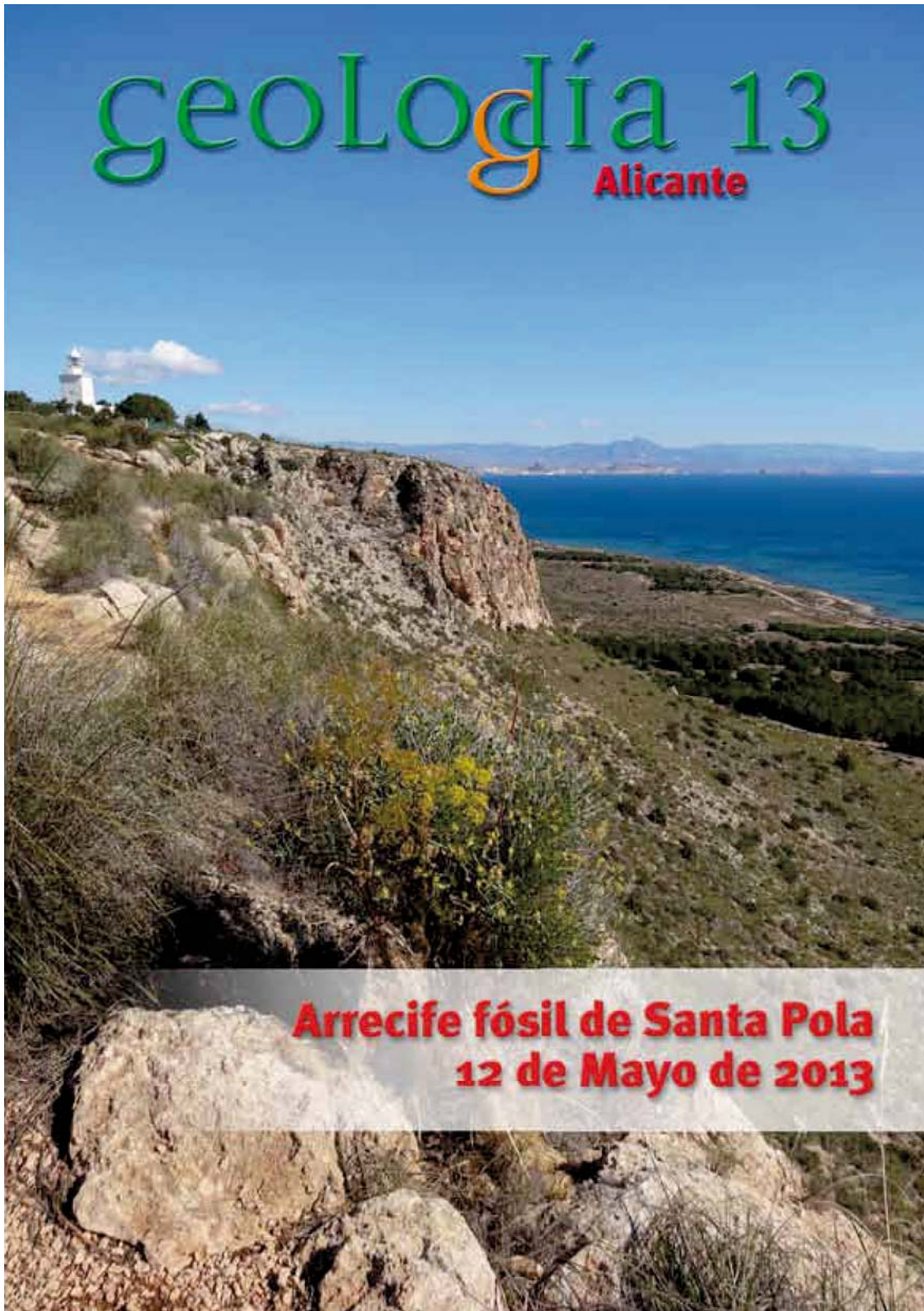


CÁTEDRA ESTUDIOS LOCALES
DIPUTACIÓN DE ALICANTE



geología 13

Alicante



Arrecife fósil de Santa Pola
12 de Mayo de 2013

ITINERARIO

LUGAR DE ENCUENTRO E INFORMACIÓN

Aparcamiento de la Ermita de Nuestra Señora del Rosario, situada en la carretera que discurre por la costa entre Los Arenales del Sol y Santa Pola del Este, también conocida como Avenida del Catalanet.

LONGITUD

9 km a pie (de ellos, 2 km son opcionales, de subida y bajada al mirador del Faro).

DURACIÓN APROXIMADA

4 horas, incluidas las explicaciones.

NIVEL DE DIFICULTAD

Bajo. El itinerario discurre a lo largo de senderos en buen estado y por la costa. La subida al mirador del Faro, a través del *Barranc de l'Escolgador de Crist*, tiene una dificultad moderada, algo más complicada en la bajada. Por favor, se ruega no salir de los senderos.

NIVEL DE SEGURIDAD

Alto, aunque hay que prestar atención en las dos ocasiones en las que se cruza la carretera. En el mirador del Faro hay que mantener una distancia de seguridad prudente al acantilado. Los senderistas más expertos pueden descender por el *Barranquet del Far* (no está marcado en el folleto). Esta opción deben descartarla las personas que realicen el itinerario con niños y las que padezcan de vértigo.



figura 1 - La sierra de Santa Pola es un promontorio calcáreo con una planta circular de unos 5 km de diámetro.

Autores y monitores del Geolodía Alicante 2013:

(por orden alfabético) A. Aberasturi, J.C. Aguilera, P. Alfaro, F. Amorós, J.M. Andreu, I. Antón, J. Ayanz, J.F. Baeza, A. Belda, D. Benavente, A. Campos, M. Cano, J.C. Cañaveras, R. Castaneda, M. Cerdán, H. Corbí, J. Cuevas, M. de la Riva, D. Díez, C. Domènech, R. Durá, C. Espinosa, J. Espinosa, A. Estévez, S. Falcés, I. Fierro, E. García-Sánchez, M.A. García del Cura, A. Giannetti, A. González, J. González, M. González, J.A. Hernández, A. Izquierdo, P. Jaúregui, J. Jordá, M. López-Cortés, L. Macone, J.M. Marín, I. Martín Rojas, J. Martínez Martínez, M.F. Martínez, Y. Martínez, A. Mas, I. Meléndez, F. Monteagudo, V. Montiel, J.C. Monzó, J. Navarro, L. Oliver, S. Ordóñez, J.M. Ortega, J. Pacheco, M. Palomo, J. Parrés, R. Pedauy, J. Piedecausa, J.A. Pina, C. Pla, J. Ramón, A. Ramos, J.J. Rodes, J. Romero, S. Rosa Cintas, J.F. Sáez, A. Sánchez, A. Sánchez-Fernández, M.J. Sánchez, J. Santos, J.L. Soler, J.M. Soria, R. Tomás, F. Vives y A. Yébenes.

Estudiantes colaboradores:

J. Avilés, G. Bellini, H. Botella, S. Chaves, J.T. Climent, R. Collado, A. Cuenca, R. Fernández, T. García, I. Hadlich, A. Ivanova, F.J. Llinares, A. Martínez, L. Martínez, M. Mas, D. Matei, I. Medina, M. Miralles, A. Molero, I. Navarro, L. Ollé, P. Pérez, V. Pineda, F.P. Maicon, A. Reolid, A.C. Rodríguez, I. Roig, J. Ruz y A. Sempere.

Diseño: Enrique López Aparicio.

Edita: Universidad de Alicante. Departamento de Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente.

Imprime: Diputación de Alicante.

ISBN: 978-84-695-7509-3



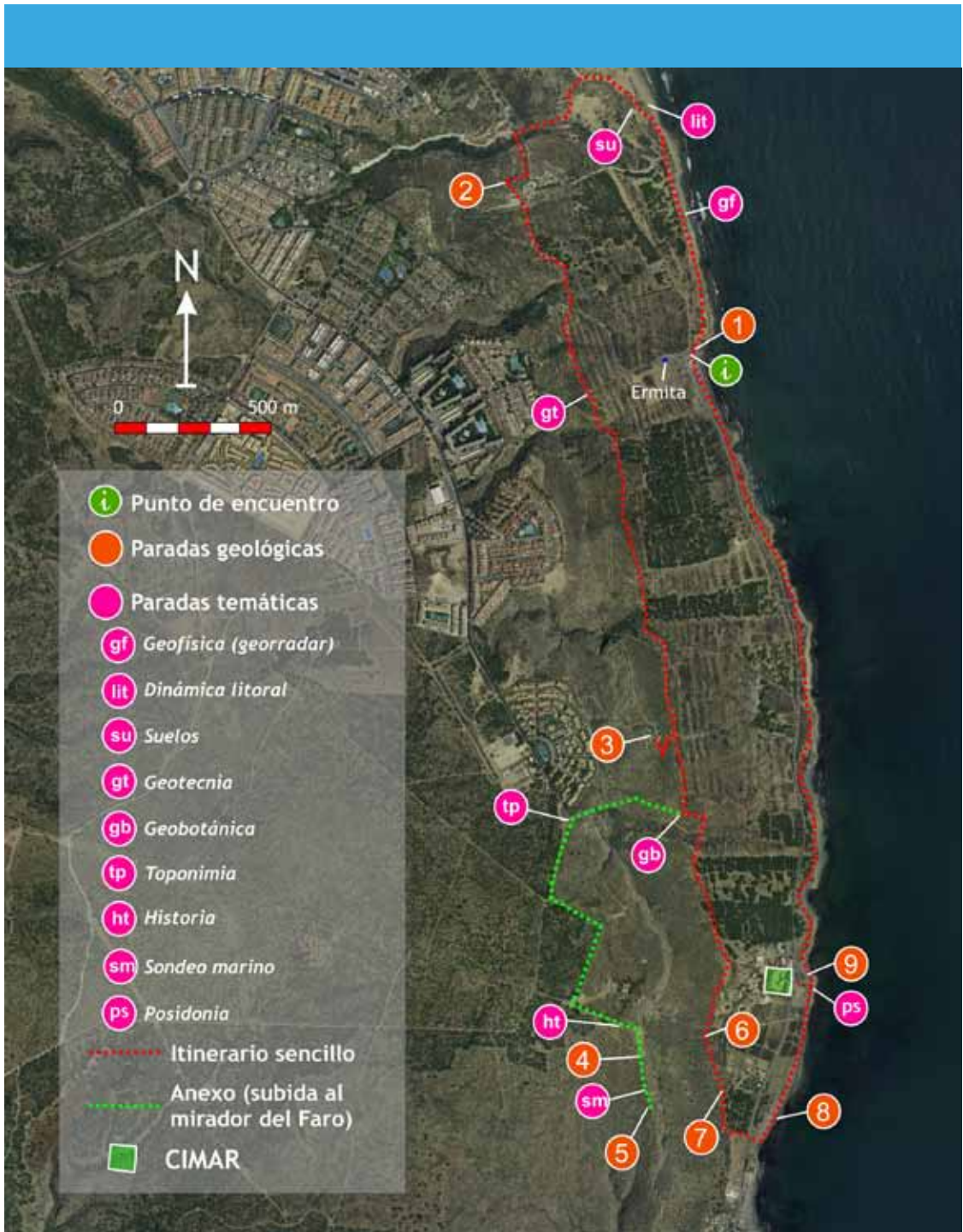
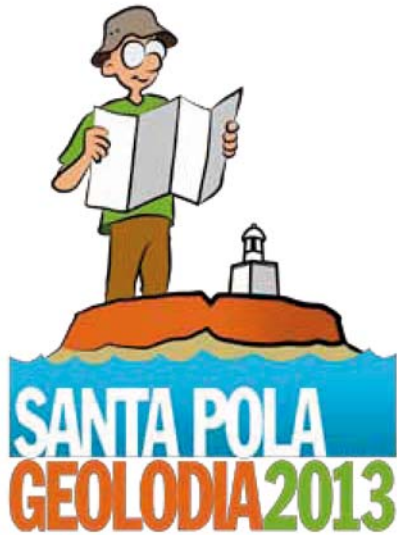


figura 2 - Imagen de satélite en la que se han señalado las paradas del itinerario geológico y el punto de información del Geología 2013.

PRESENTACIÓN



Geología surge de una iniciativa aragonesa en el año 2005. Gracias al apoyo y al ánimo de los impulsores de esta idea, José Luis Simón, de la Universidad de Zaragoza, y Luis Alcalá, de la Fundación Dinópolis, en 2008 llevamos a cabo el primer Geología en la provincia de Alicante.

El número de participantes ha aumentado progresivamente desde los 635 en 2008 (serra Gelada) hasta los 1500 regis-

trados en la edición de 2012 (Cabezo de la Sal, Pinoso), afianzándose como una de las actividades de divulgación indispensables para los amantes del patrimonio natural alicantino.

En los últimos años, *Geología* se ha convertido en una actividad de carácter nacional (web de la SGE, http://www.sociedadgeologica.es/divulgacion_geologia.html). Esta actividad organizada por la Sociedad Geológica de España, la Asociación Española para la Enseñanza de las Ciencias de la Tierra y el Instituto Geológico y Minero de España, es un día festivo de divulgación de la Geología en el que la comunidad geológica española pretende acercar esta Ciencia a los ciudadanos.

Este año hemos elegido el **arrecife fósil de Santa Pola**, cuya extraordinaria conservación lo convierte en un lugar privilegiado para la enseñanza y divulgación de la Geología. En un recorrido de aproximadamente 9 km los asistentes podrán conocer, entre otros aspectos, cómo y cuándo se formó el arrecife de coral de Santa Pola, por qué en la actua-

figura 3 - Panorámica de la sierra de Santa Pola desde el sector sureste de la costa. El escarpe actual es heredado de la morfología del arrecife fósil messiniense.



ARRECIFE FÓSIL DE SANTA POLA

lidad estos fósiles marinos se encuentran a 140 m de altura sobre el nivel del mar, cómo se ha formado la isla de Tabarca, o por qué la arena de las playas de Santa Pola es de color gris.

Como actividades complementarias, a lo largo del itinerario se impartirán algunos talleres dirigidos a los “geolodieros” más pequeños (talleres de fósiles y minerales) y se volverá a reproducir una excavación paleontológica por parte del Museo Paleontológico de Elche (MUPE). Los asistentes también podrán visitar las instalaciones del CIMAR (Centro de Investigación Marina de Santa Pola).

En esta edición participaremos algo más de 80 monitores (mayoritariamente profesionales de diferentes ámbitos de la Geología y de la Ingeniería Geológica de la provincia, la mayoría de la Universidad de Alicante y Miguel Hernández, de diversos institutos de enseñanza de la provincia, de las administraciones públicas, y de empresas de hidrogeología y geotecnia). También contaremos, un año más, con la entusiasta colaboración de estudiantes del grado de Geología de

la Universidad de Alicante. La actividad está patrocinada por el Vicerrectorado de Cultura, Deportes y Política Lingüística y la Facultad de Ciencias de la Universidad de Alicante, el Ayuntamiento de Santa Pola, y el Área de Medio Ambiente de la Diputación de Alicante. La organización corre a cargo del Departamento de Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente, en colaboración con el CIMAR de Santa Pola.

Además de las instituciones nacionales y locales antes mencionadas queremos agradecer la colaboración de la FECYT, del CSIC y del Colegio de Geólogos, y resaltar la ayuda desinteresada del equipo del MUPE de Elche y del Museo del Mar de Santa Pola, así como de las empresas IMASALAB y GEALAND.

Finalmente, queremos dedicar unas líneas a Alfonso Ramos y Alfonso Yébenes, por su empuje y entusiasmo para poner en valor el patrimonio natural de la sierra de Santa Pola.

Los monitores del *Geolodía*



ARRECIFE FÓSIL DE SANTA POLA: MONUMENTO NATURAL

El municipio de Santa Pola ha tenido una estrecha relación con su sierra. Santa Pola y su puerto han crecido, desde tiempos históricos, al resguardo de este promontorio calcáreo.

La sierra de Santa Pola está constituida por un atolón coralino fósil, magníficamente conservado, que se formó hace unos 6 millones de años, durante el Messiniense. El relieve actual reproduce fielmente la morfología original del atolón, convirtiéndolo en uno de los mejores ejemplos mundiales de arrecife fósil.

Desde los años setenta ha sido objeto de estudio por parte de numerosos investigadores. Muchas universidades españolas y extranjeras, y también algunas compañías de petróleo, organizan habitualmente visitas de aprendizaje.

El arrecife fósil de Santa Pola, por su valor científico, didáctico y paisajístico, es uno de los tesoros naturales de nuestra provincia.

El Ayuntamiento de Santa Pola ha iniciado los trámites para que el arrecife fósil sea declarado *Monumento Natural*. Además del atolón fósil, existen otros aspectos de gran interés geológico en la sierra de Santa Pola, como son los *estromatolitos* y las *terrazas marinas* del Cuaternario.

Este conjunto es clave para reconstruir la historia geológica de nuestro litoral. Es responsabilidad de todos los alicantinos mantener y proteger nuestro patrimonio natural ■

El patrimonio geológico no es renovable; si se destruye lo perdemos para siempre.

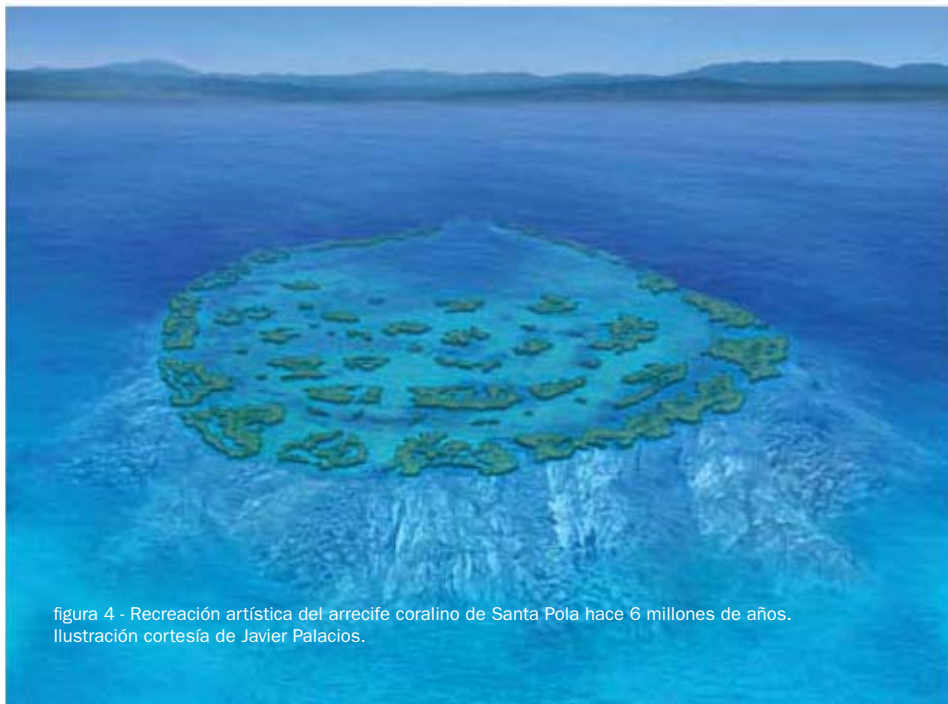


figura 4 - Recreación artística del arrecife coralino de Santa Pola hace 6 millones de años. Ilustración cortesía de Javier Palacios.



figura 5 - La mayor parte de la pared arrecifal está constituida por corales fósiles con forma de "bastón" denominados Porites, que se agrupan formando "matorrales" que pueden alcanzar más de 2 m de altura.

figura 6 - El cabo ha recibido varios nombres. Durante la época árabe era denominado *Al-Nadur*, que quiere decir «el mirador». Más tarde, a partir de la conquista cristiana, era el *Cap de l'Aljub*, debido, seguramente, a la existencia de un *aljub* (aljibe) situado en la zona del *Portus Illicitanus*. A partir del siglo XVI, pasa a denominarse *Cap de Santa Pola*.



figura 7 - El **Parque Natural de las Salinas de Santa Pola**, con una superficie de 2.470 hectáreas, es un humedal de importancia internacional declarado mediante una Directiva europea *Zona de Especial Protección para las Aves*. Desde finales del siglo XIX existe una explotación salinera.



UNA HISTORIA RECIENTE, DE APENAS 10 MILLONES DE AÑOS

La historia de la sierra de Santa Pola es, en términos geológicos, muy corta. Se resume en apenas 10 millones de años (aproximadamente un 0,2% de los 4.600 millones de años de la historia de nuestro planeta). En aquel tiempo, lo que hoy es el sur de la provincia de Alicante estaba cubierto casi en su totalidad por el Mar Mediterráneo (figura 8). A continuación se describen los principales eventos geológicos:

TORTONIENSE Se depositaron calizas con algas y areniscas (página 20).

MESSINIENSE Sobre estos sedimentos se construyó un arrecife de coral con una morfología muy parecida a la de un atolón. Este edificio coralino quedó emergido temporalmente,

mientras se secó el Mar Mediterráneo (páginas 10 y 11).

PLIOCENO y CUATERNARIO El edificio coralino volvió a inundarse parcialmente por el mar. A mediados del Plioceno (aproximadamente 3,5 millones de años), los sedimentos litorales o marinos poco profundos cubrían buena parte del arrecife. En algún momento del Plioceno superior (alrededor de los 3 millones de años), comenzó a emerger lo que ahora es la sierra de Santa Pola. Desde entonces, ha estado elevándose a una velocidad muy pequeña, incluso inferior a una décima de milímetro al año, hasta formar el relieve actual. En las páginas 14 y 15 se explica el motivo de esta elevación, que sigue siendo activa ■

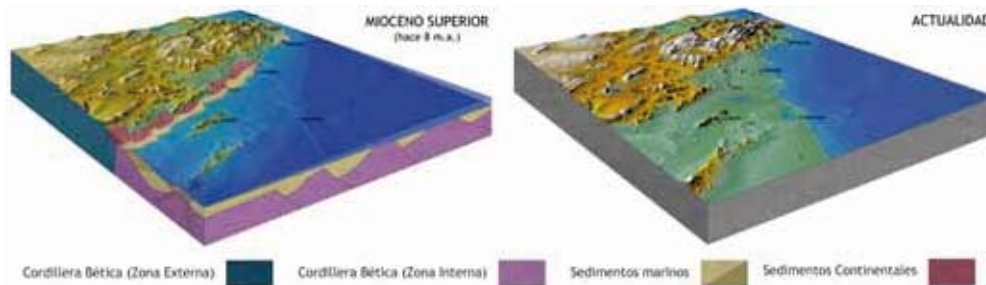


figura 8 - Paleogeografía de la provincia de Alicante hace 8 millones de años (Mioceno Superior) y relieve actual. Ilustraciones cortesía de Javier Palacios.

TABLA DE



NEÓGENO			
Mioceno			
<i>Tortoniese</i>		<i>Messiniense</i>	
11,6 millones de años	7,2 m.a.		5,
Depósito de las calizas con algas y areniscas		Formación del arrecife de coral de Santa Pola	Desecación del Mar Mediterráneo
<i>Comienzo del plegamiento (se 1</i>			

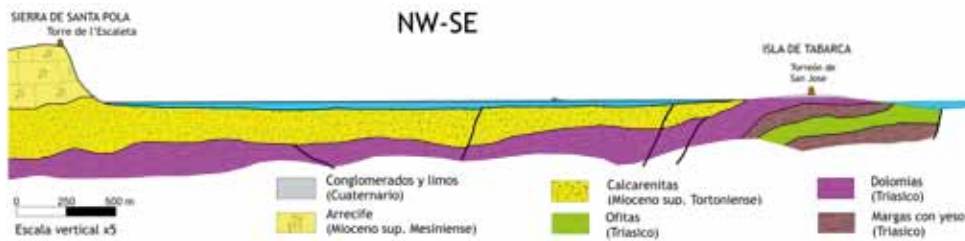


figura 9 - Corte geológico de la sierra de Santa Pola y la isla de Tabarca. Se puede observar la continuidad geológica y la escasa profundidad del fondo marino (1.1 metros como máximo) entre la sierra y la isla.



figura 10 - Corte geológico que muestra las partes del arrecife. Sobre los corales se apoya un conjunto denominado "Complejo Terminal" constituido por abundantes estromatolitos.

¿SABÍAS QUE ...?

Las bioconstrucciones de estromatolitos son la evidencia de vida más antigua en la Tierra. Son estructuras estratificadas llamadas *estromatolitos*, considerados como los fósiles más antiguos encontrados. Están formados por la captura y fijación de partículas carbonatadas por parte de cianobacterias en aguas cálidas y someras. Los más antiguos se encuentran en Australia, datados aproximadamente de hace unos 3500 millones de años. Estas estructuras están presentes también en la sierra de Santa Pola, aunque son bastante más modernas (5,5 - 6 millones de años).



EL TIEMPO GEOLÓGICO

CENOZOICO							
				CUATERNARIO			
Plioceno		Pleistoceno			Holoceno		
Zancliense	Piacenziense	Gelasiense	Calabriense	Medio	Superior		
3 m.a.	3,6 m.a.	2,6 m.a.	1,8 m.a.	0,8 m.a.	0,13 m.a.	0,01 m.a.	
Depósito de los sedimentos marinos del Plioceno		Emersión del relieve de Santa Pola		Depósito de los materiales continentales y de algunas terrazas marinas y dunas fósiles			Actualidad

(se prolonga hasta la actualidad)

1

EL ARRECIFE FÓSIL DE SANTA POLA

Hace unos seis millones de años (durante el Messiniense), lo que hoy es la sierra de Santa Pola era un atolón coralino (isla circular en forma de anillo). El relieve actual reproduce la morfología original del atolón de forma que podemos distinguir la geometría tridimensional de las diferentes partes del arrecife. Tanto es así que si realizamos un recorrido a pie por la sierra de Santa Pola con “ojos de geólogo” es como si “buceáramos” en un arrecife actual.

¿SABÍAS QUE ...?

Después de la formación de este arrecife coralino, hace entre seis y cinco millones de años, el Mar Mediterráneo se vio sometido a cambios dramáticos, relacionados con la llamada *Crisis de Salinidad Messiniense* (o *del Mediterráneo*), que condujeron a su desecación. La sierra de Santa Pola fue un testigo privilegiado de este extraordinario episodio y en ella se han conservado evidencias que ponen de manifiesto las profundas transformaciones que experimentó la cuenca mediterránea.



figura 11 - La comparación entre la forma actual del Cabo de Santa Pola (B) y la de un atolón actual del Pacífico (A) pone de manifiesto la gran similitud morfológica entre ambos.



figura 12 - Vista panorámica del sector oriental del arrecife de Santa Pola donde puede observarse, además del frente arrecifal, otros elementos como el talud arrecifal, varios canales o desagües, abanicos de halimeda y contrafuertes.

Partes del arrecife de Santa Pola:

En la mayoría de los arrecifes actuales, así como en el atolón fósil de Santa Pola, es posible reconocer tres elementos geológicos o ambientes sedimentarios:

Frente arrecifal: coincide con el acantilado actual y está constituido fundamentalmente por colonias de corales del género *Porites* que muestran diferentes morfologías de acuerdo con la profundidad. Se pueden distinguir canales (antiguas zonas de intercambio de agua entre el lagoon y el mar abierto), contrafuertes, así como acumulaciones de sedimentos en forma de abanico constituidos fundamentalmente por placas de *Halimeda*.

Talud arrecifal: sector donde se acumulaban los fragmentos de corales caídos del arrecife, extendiéndose desde el frente arrecifal hasta el antiguo fondo marino.

Laguna interna o "lagoon": ubicada a sotavento del frente arrecifal y constituida por parches arrecifales (pequeñas colonias de corales) y *calcarenitas* (roca sedimentaria constituida por granos de carbonato) con *Halimeda* y conchas de bivalvos ■

¿SABÍAS QUE ...?

En la provincia de Alicante también podemos encontrar arrecifes fósiles en rocas de otras edades. Destacan los del Tortonense (Elche, Crevillente o Albatera) y los del Cretácico (Serra Gelada).

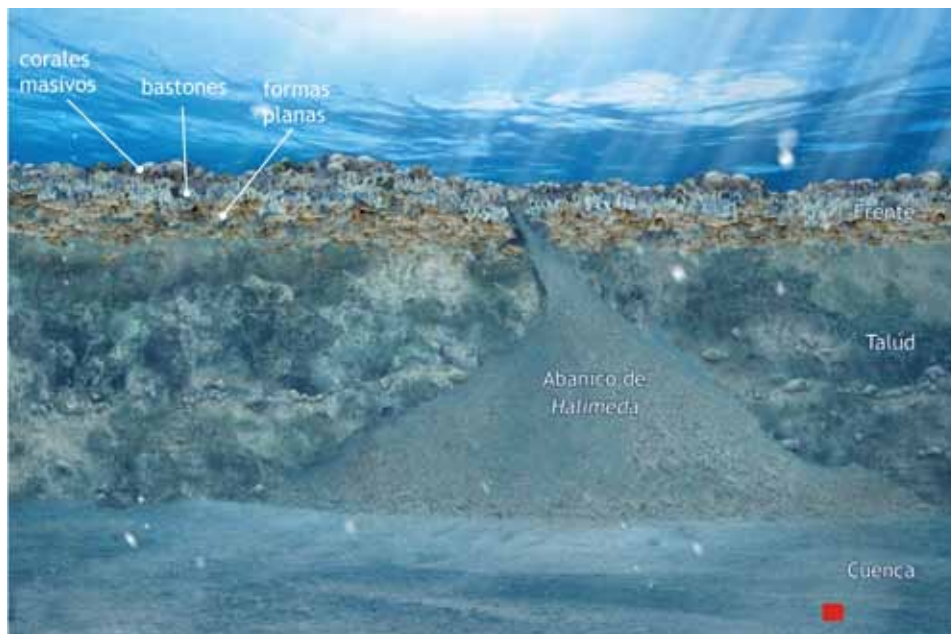


figura 13 - Recreación artística que muestra cómo sería el sector donde se ubica la parada 1 durante la formación del arrecife. El punto que hoy ocupa la ermita (cuadrado rojo) tendría una profundidad cercana a cien metros. Ilustración cortesía de Javier Palacios.

2

TERRAZA MARINA FÓSIL

El nivel del mar ha variado constantemente a lo largo de la historia de nuestro planeta (ver figura 14).

Cuando desciende y, como consecuencia, la línea de costa se retira, es frecuente que queden restos de sedimentos marinos emergidos. Con el tiempo, estos sedimentos se “endurecen” transformándose en rocas, por un proceso de cementación ■

¿CONOCES LA RESPUESTA?

Durante el Pleistoceno (edad de la terraza marina) el nivel del mar ha sufrido varias subidas y bajadas como las representadas en la figura 14, pero sin llegar a sobrepasar aproximadamente los 10 m de altitud. Entonces, ¿por qué esta terraza marina se encuentra a + 30 metros?

SOLUCIÓN

La Sierra de Santa Pola se está elevando lentamente, pero continuamente, desde el Plioceno, desde hace más de 3,5 millones de años. MÁS DETALLES en las páginas 14 y 15.

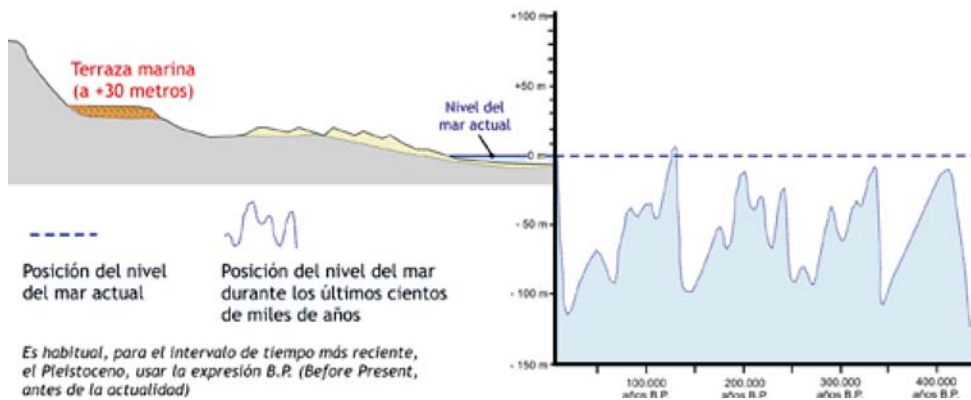


figura 14 - **A.** Corte geológico esquemático en el que se ha representado la posición de la terraza marina (30 metros sobre el nivel del mar actual). **B.** Posición aproximada del nivel del mar durante los últimos 450.000 años. Las posiciones más bajas (incluso a más de 100 metros por debajo de su posición actual) corresponden a periodos fríos y las más altas (próxima a su posición actual) a periodos cálidos como el actual.



figura 15 - Los sedimentos marinos de estas terrazas suelen estar organizados en láminas y/o capas o estratos. En ocasiones contienen cantos redondeados y aplanados (debido al efecto del oleaje), siendo además frecuentes los restos de conchas marinas arrastradas, como los niveles de *Glycimeris*.

Al pie del acantilado de la sierra de Santa Pola, junto al *Barranc de l'Escolgador de Crist*, se encuentra una pequeña cantera inactiva. En ella se extraía arenisca, una roca formada por granos de arena depositados en antiguas dunas, ahora fosilizadas, que reciben el nombre de *eolianitas*.

En los periodos fríos del Cuaternario el nivel de los océanos, y también el del

Mar Mediterráneo, descendió y dejó al descubierto grandes extensiones de la plataforma continental, antes ocupada por las aguas y sobre la que se habían depositado importantes cantidades de arenas submarinas litorales. Una vez seca, la arena fue movilizada por el viento y se formaron dunas que avanzaron hasta el pie de la sierra de Santa Pola ■

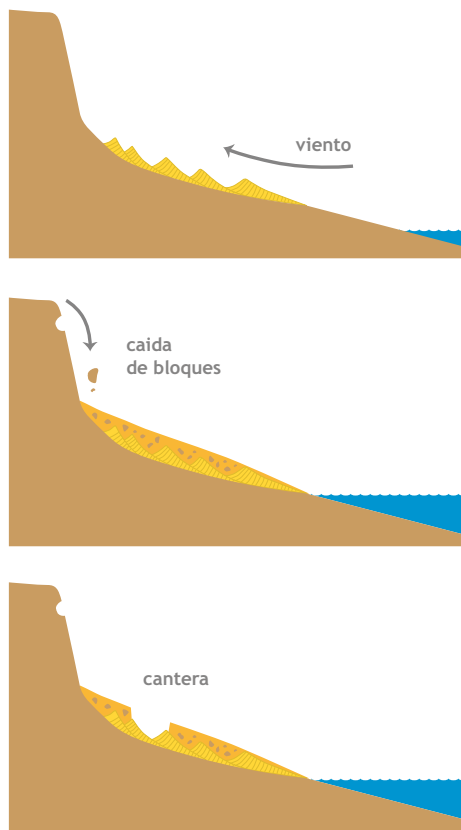


figura 16

- A. Formación de las dunas fósiles en un momento indeterminado del Pleistoceno.
- B. Estas dunas fueron cubiertas por bloques caídos desde el cantil de la sierra.
- C. Situación actual con la excavación de la pequeña cantera.

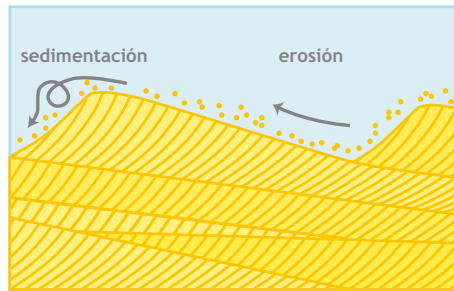


figura 17 - Las dunas fósiles tienen una estructura interna caracterizada por láminas inclinadas (*laminación cruzada*). Si observas la figura, comprobarás que la inclinación de las láminas muestra el sentido en el que soplab el viento.



figura 18 - Estructura interna de las dunas fósiles con laminaciones de arena inclinadas.

4

LA SIERRA DE SANTA POLA: UN RELIEVE ACTIVO



Las placas *Africana* y *Euroasiática* llevan más de 65 millones de años acercándose. Gracias a ese acercamiento se han formado los Pirineos, la Cordillera Ibérica y, por supuesto, la **Cordillera Bética**, la cadena montañosa que se extiende entre Cádiz y Alicante y, por debajo del mar, se prolonga hasta las Islas Baleares. En los últimos diez

millones de años, las placas *Africana* y *Euroasiática* se acercan, en nuestra zona, a una velocidad de aproximadamente 5 milímetros al año. Este movimiento es responsable de los terremotos que ocurren en la región, pero también de las montañas de nuestra provincia, incluida la sierra de Santa Pola.

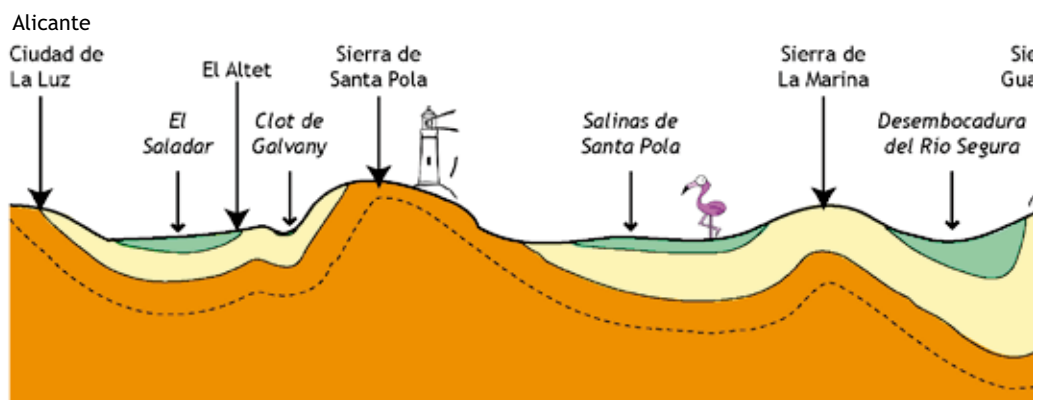


figura 19 - Si realizamos un viaje por la carretera de la costa (N-332) entre la ciudad de Alicante y la Manga del Mar Menor (Murcia), podremos comprobar cómo se suceden continuas subidas y bajadas como si se tratase de una especie de suave montaña rusa. Las pequeñas elevaciones que encontramos en este recorrido (Sierra del Colmenar-Ciudad de la Luz, El Altet, Sierra de Santa Pola, Sierra de la Marina, Sierra de Guardamar, Cabo Cervera, Punta

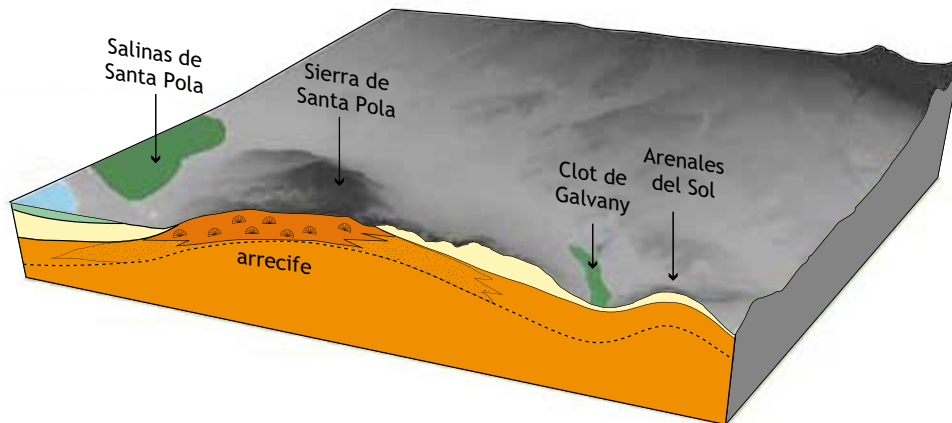


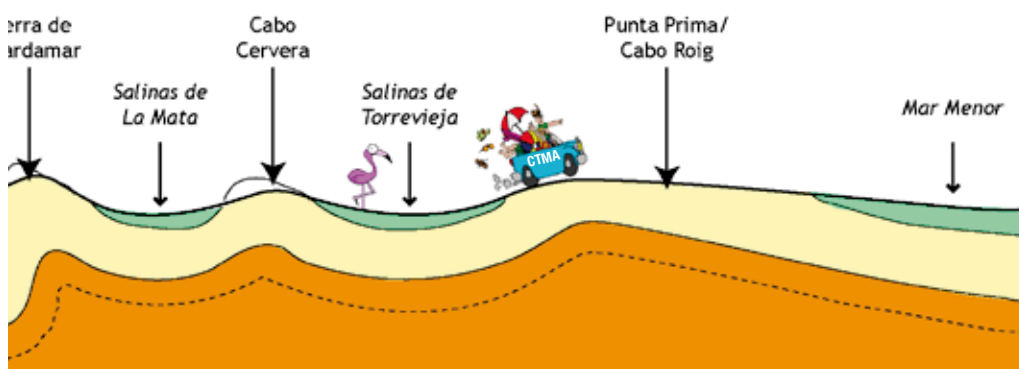
figura 20 - El relieve de la sierra de Santa Pola, como el de otras de la provincia de Alicante, se debe a que coincide con un pliegue antiforme. Este relieve comenzó a formarse hace muy poco tiempo, apenas unos pocos millones de años. De hecho, en el Plioceno (hace aproximadamente 3,5 millones de años) todavía estaba cubierta por el mar. Se ha ido elevando lentamente y todavía sigue haciéndolo en la actualidad.

¿SABÍAS QUE ...?

Cuando a cualquier roca le aplicamos un esfuerzo "instantáneo", como por ejemplo el golpeo de un martillo, favorecemos que se rompa (decimos que tiene un comportamiento *frágil*). Sin embargo, si a esa misma roca la sometemos a un esfuerzo, aunque sea pequeño, durante un tiempo muy prolongado (en el caso de la sierra de Santa Pola, durante algo más de 3 millones de años), ésta puede llegar a plegarse (decimos entonces que tiene un comportamiento *dúctil*).

¿SABÍAS QUE ...?

Se diferencian dos tipos de pliegues atendiendo a su geometría: *antiformes* y *siniformes*. Si además el núcleo del pliegue *siniforme* contiene los estratos más jóvenes (lo habitual), se le denomina *sinclinal*. Del mismo modo, un *anticlinal* es un *antiforme* con los estratos más antiguos en su núcleo.



Prima-Cabo Roig) coinciden con pliegues anticlinales, mientras que las zonas del relieve más bajo (El Saladar, Clot de Galvany, Salinas de Santa Pola, desembocadura del río Segura, Salinas de La Mata, Salinas de Torrevieja, Mar Menor) coinciden con pliegues sinclinales.

NOTA: La escala vertical está muy exagerada para resaltar los pliegues que, en realidad, son mucho más suaves.

5 TABARCA

Uno de los cambios más espectaculares que sufre nuestro Planeta se debe a las habituales subidas y bajadas del nivel del mar. Son cambios con una velocidad lenta pero que modifican drásticamente el paisaje y los hábitats de millones de kilómetros cuadrados de zonas litorales.

A lo largo de la historia geológica, el clima global ha cambiado en multitud de ocasiones sucediéndose periodos fríos y cálidos. En los periodos fríos, parte del agua terrestre se transforma en hielo glacial, descendiendo el nivel de los océanos, mientras que en los cálidos ocurre lo contrario ■

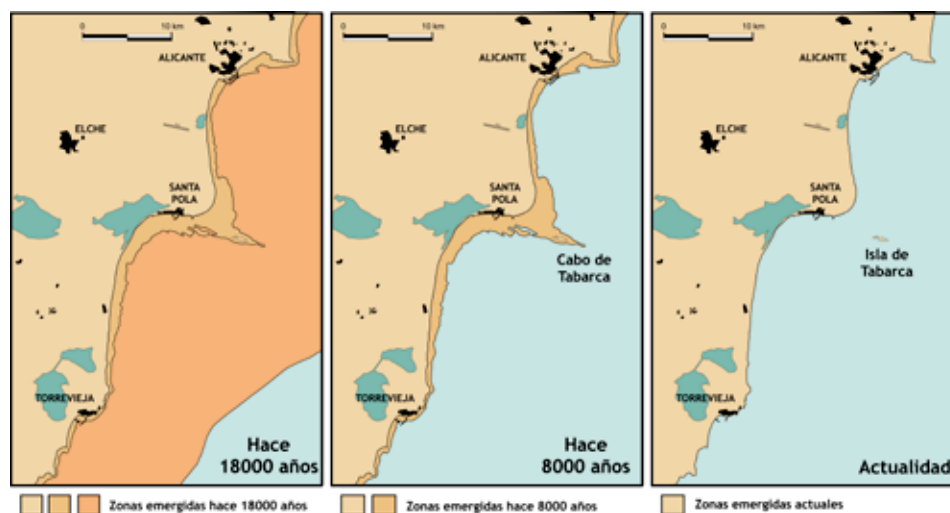


figura 21 - Evolución de la costa en el sector de Santa Pola durante los últimos 18.000 años. Los mapas se han construido a partir de la batimetría actual. Se trata de una imagen aproximada, que muestra cómo hace 8000 años Tabarca estaba unida a la sierra de Santa Pola formando un cabo.

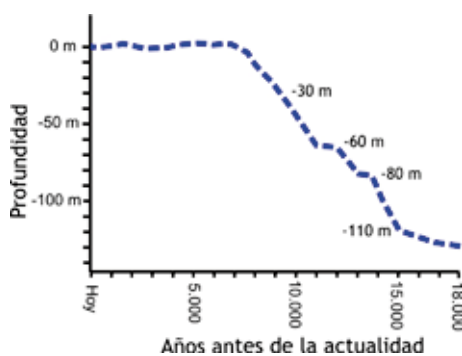


figura 22 - En el último periodo frío, que finalizó hace aproximadamente 18.000 años, el nivel del mar se situaba aproximadamente 120 metros por debajo del actual. Desde entonces comenzó a subir hasta alcanzar una posición próxima a la actual hace 8.000 años.

¿SABÍAS QUE ...?

Si todo el hielo de los glaciares se fundiera, el nivel del mar se elevaría entre 60 y 70 metros sobre el nivel del mar actual, inundando grandes extensiones del litoral densamente pobladas.

¿SABÍAS QUE ...?

En la isla de Tabarca afloran rocas muy antiguas, del Triásico, similares a las de las sierras de Callosa y Orihuela. Estas rocas, más resistentes a la erosión, son en buena medida responsables de la formación del *Cabo de Tabarca* hace 8.000 años, y de que la isla haya resistido, de momento, a las fuerzas erosivas del Mar Mediterráneo.

El sector oriental de la sierra de Santa Pola presenta unos escarpes rocosos con grandes pendientes que llegan a ser incluso verticales. En ellos es frecuente el desprendimiento de masas rocosas de hasta varias toneladas de peso capaces de alcanzar grandes velocidades durante su caída. Los bloques desestabilizados se desplazan ladera abajo principalmente a

través del aire (caída libre), aunque en laderas de menos pendiente el desplazamiento puede ocurrir por rodadura o por rebote o una combinación de los anteriores (figura 23). Estos desprendimientos rocosos suponen un riesgo para las edificaciones construidas al pie de los taludes en la zona de Santa Pola del Este (figura 23) ■



figura 23 - Viviendas próximas a los escarpes rocosos en Santa Pola del Este. Obsérvense los bloques desprendidos a los largo de toda la ladera. La línea amarilla define la posible trayectoria de un bloque desprendido.



figura 24 - En la parte superior de los escarpes rocosos es habitual, por la acción de la gravedad, el desarrollo de grietas abiertas o de tracción. En ocasiones, estas fracturas se rellenan de calcita. En el mirador del Faro pueden contemplarse estas fracturas aproximadamente paralelas al escarpe que, con el tiempo, favorecen los desprendimientos de bloques.

¿SABÍAS QUE ...?

En los años 80 y 90 se produjeron varios desprendimientos rocosos que afectaron a las zonas urbanizadas de Santa Pola del Este.

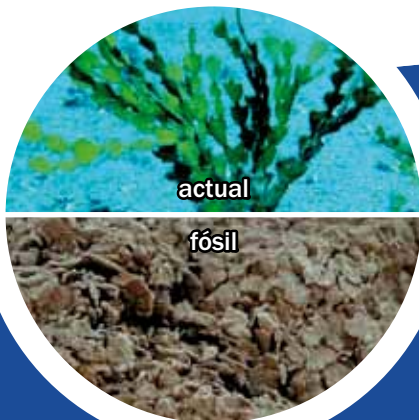
7

LOS FÓSILES DEL ARRECIFE

El arrecife de Santa Pola es una bioconstrucción fósil (estructura mineralizada originada por la acción biológica de seres vivos) cuyo armazón principal se compone de rocas calcáreas, producto de la actividad de un coral denominado *Porites*. Además de los corales, en este arrecife también son abundantes las acumulaciones de un alga calcárea llamada *Halimeda*, compuesta por

numerosos discos articulados y calcificados. Cuando el alga muere, se desarticula y las placas se incorporan al sedimento pudiendo ser arrastradas desde zonas más protegidas hacia los canales y abanicos. Este tipo de arrecifes proliferaron en las zonas poco profundas del Mediterráneo durante el Messiniense, hace entre 7,2 y 5,3 millones de años.

HALIMEDAS



CORALES MASIVOS



figura 25 - En la Sierra de Santa Pola se encuentran corales con diferentes morfologías, dependiendo de las condiciones de profundidad y energía del oleaje en las que se desarrollaron. Véase como en la parte inferior del frente dominan las formas planas, mientras que en la superior son más frecuentes las formas "en bastón".

Es de destacar que en Santa Pola no se preservan los corales originales, al disolverse durante la fosilización, por lo que lo más frecuente es observar los moldes huecos de los Porites originales (fig. 5) en el frente y talud arrecifal ■

¿SABÍAS QUE ...?

Los arrecifes de coral tienen una elevada porosidad, por la gran cantidad de huecos que dejan libres las ramas de los corales durante su crecimiento. Los arrecifes antiguos son estudiados por las compañías petrolíferas porque pueden almacenar hidrocarburos (petróleo y gas natural). Uno de estos almacenes arrecifales, parecido al de Santa Pola, se encuentra enterrado bajo el mar cerca de Torre Vieja. Fue perforado por los petroleros en el año 1978, y produjo una violenta explosión de gas que obligó a abandonar la perforación.

PORITES



CORALES PLANARES



En la parte más alta dominan las colonias masivas semiesféricas. En los canales y en sus correspondientes abanicos depositados sobre el talud se acumulan los abanicos de restos de Halimedes.

8

CALIZAS DE ALGAS Y FONDOS DE MÄERL

El edificio arrecifal de Santa Pola se sitúa encima de unas *calcarenitas* amarillentas de tamaño de grano variable. Estas rocas son las más antiguas de la sierra (*Tortonense*, entre 7,2 y 11,6 millones de años). Destaca en ellas la presencia de algas calcáreas *rodofíceas* que pueden ser ramificadas o incrustantes. Estas últimas suelen formar masas subsféricas con láminas o envueltas concéntricas que reciben el nombre de *rodolitos*.



Estos materiales pueden considerarse el equivalente fósil de los fondos o mantos de *mäerls* (*rodolitos*) que tapizan localmente la zona marina próxima al litoral mediterráneo y constituyen uno de los hábitats marinos con mayor distribución en Europa.

Los mantos de *mäerls* forman comunidades complejas que pueden abarcar varios kilómetros de longitud, con una producción de carbonato cálcico estimada entre 200 y más de 8.000 gramos por metro cuadrado al año. Su límite de profundidad son los 90 metros, pudiendo encontrarse a menos de 20 metros en algunas zonas del Mediterráneo ■

¿SABÍAS QUE ...?

Los mantos de *rodolitos* (*mäerl*) son un hábitat protegido por la Directiva Europea ya que, por ejemplo, son una fuente de granos de carbonato cálcico para otros hábitats, como playas y dunas. Se encuentra actualmente amenazado por varios tipos de actividad humana como su extracción (dragado) para su uso comercial, la reducción de la calidad del agua por vertidos y la utilización de determinadas artes de pesca.

¿SABÍAS QUE ...?

En Europa, el *mäerl* ha sido cosechado (dragado) a pequeña escala, para su uso como un acondicionador del suelo, para tratamiento de aguas potables ácidas o como aditivo para alimento animal.

figura 26 - Los *rodolitos* son de pequeño tamaño debido al lento crecimiento de las algas que dan lugar a estas concreciones, que se estima entre 0,10 y 0,96 milímetros al año. Algunas concreciones pueden tener una edad de 8.000 años.

La arena de las playas y calas al pie del arrecife de Santa Pola tiene un característico color grisáceo diferente al color dorado habitual de las playas levantinas, como la cercana playa del Carabassí hacia el norte o la del Pinet hacia el sur. Esto se debe a la composición de estas arenas, en definitiva a la naturaleza de sus granos. Estas arenas presentan un alto contenido en minerales *máficos* (oscuros) principalmente silicatos, como *piroxenos* y *anfíboles*.

En la cercana isla de Tabarca afloran *ofitas*, unas rocas subvolcánicas muy antiguas de color verdoso oscuro que también se extienden en sus inmediaciones bajo el mar.

La erosión de estas rocas ha abastecido de granos oscuros estas playas confiriéndoles su característico color grisáceo ■

¿SABÍAS QUE ...?

Existen playas famosas por sus colores vistosos. En Bahamas hay playas rosas cuyos granos son fragmentos de corales. Hay playas blancas compuestas por granos de cuarzo, la más pura (99% cuarzo) se encuentra en Nueva Gales del Sur (Australia). O típicas playas negras en zonas volcánicas (ej: Canarias). Incluso en Hawai hay una playa de un color verde intenso (*Papakolea Beach*) formada por granos de olivino.

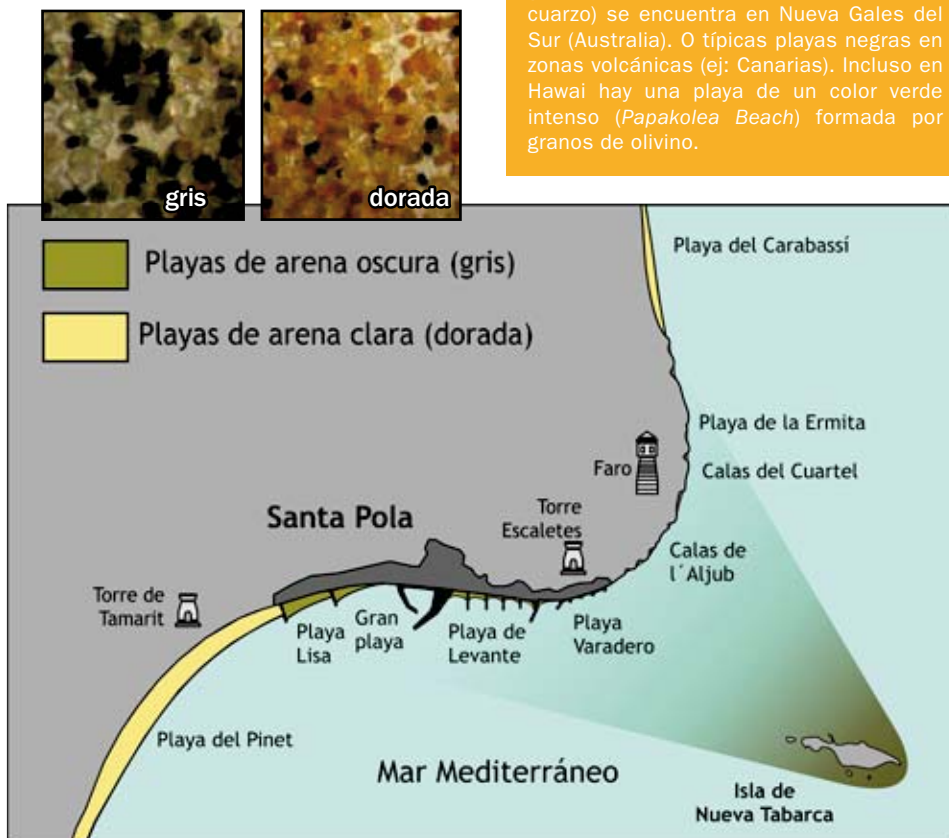


figura 27 - La franja de arenas grisáceas se extiende entre la Ermita y el Pinet, coincidiendo con la presencia de estas rocas oscuras en Tabarca y sus inmediaciones.

POSIDONIA

Posidonia oceanica es el nombre científico de una planta marina (no un alga, aunque los pescadores denominan *algueros* a estos fondos), que es endémica del Mediterráneo, encontrándose entre 0 y 40 m de profundidad.

Representa uno de los hábitats más complejos y vulnerables de nuestro mar. Actividades como los vertidos de contaminantes al mar, la regeneración de playas, las obras en la costa, el anclaje de embarcaciones en la pradera o la pesca de arrastre causan la regresión y pérdida de las praderas de *Posidonia oceanica*, ocasionando la desaparición de este hábitat y de las especies que lo forman ■

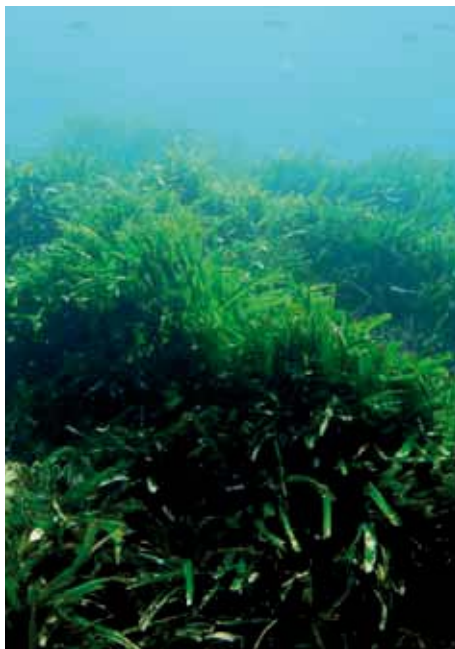


figura 28 – Para desarrollarse en condiciones normales, las praderas de Posidonia necesitan aguas limpias, transparentes, bien oxigenadas y no contaminadas. Por tanto, su presencia es representativa de la calidad de las aguas en las que aparece.



¿SABÍAS QUE ...?

Las “pelotas” que encontramos en la orilla de la playa también pertenecen a la *Posidonia*. Se trata de restos de las fibras de los tallos de la planta una vez caídos en el fondo del mar y ser arrastradas y unidas por el movimiento circular de las olas en su base.

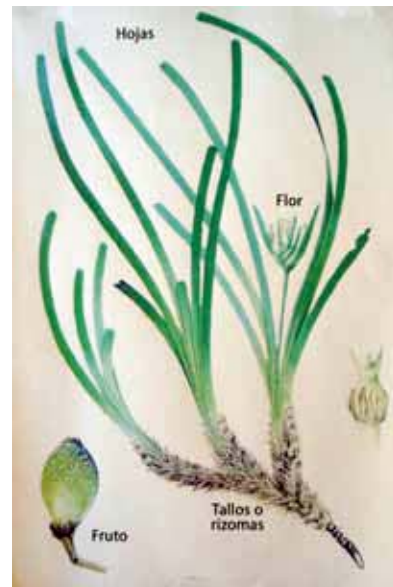


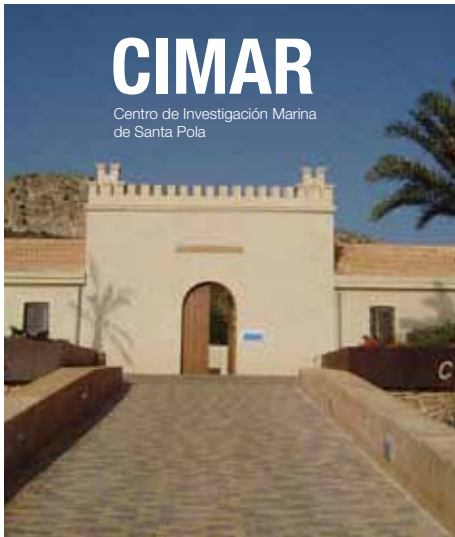
figura 29 – La posidonia posee todos los elementos de un vegetal superior (tallos, raíces, hojas, flores y frutos con semillas). Esta planta forma grandes praderas en los fondos arenosos cercanos a la costa que son consideradas como auténticos “bosques marinos”. La caída de sus hojas se produce a lo largo de todo el año, aunque se ve acentuada en otoño y en épocas de temporal. Estas hojas, junto con otros restos de la planta, son arrastradas por las corrientes hasta la orilla de las playas formando los típicos depósitos llamados “arribazones” que amortiguan el impacto de las olas sobre la orilla, controlando la regresión y la pérdida de arena de la playa. Dibujo: Jordi Corbera.

¿SABÍAS QUE ...?

El ser vivo más grande del mundo es una planta de *Posidonia* que se encuentra en la isla de Formentera. Mide 8 km de longitud y tiene una edad de 100.000 años.

CIMAR - Centro de Investigación Marina

El *Centro de Investigación Marina (CIMAR)* surgió fruto de un convenio entre la Universidad de Alicante y el Ayuntamiento de Santa Pola. En este centro, situado en el Cabo de Santa Pola, se llevan a cabo actividades destinadas a **CONOCER** un medio tan cercano y a la vez tan desconocido como es el ambiente marino, su biodiversidad y su entorno, con el fin de



ENSEÑAR cómo aprovechar sus recursos de modo responsable, contribuir a **PROTEGER** este frágil ecosistema y **COLABORAR** en su uso racional y ordenación.

Las líneas de investigación se dirigen, principalmente, al conocimiento de nuestro patrimonio natural marino y a su conservación (áreas marinas protegidas). Dentro de las actividades de Educación y Divulgación Ambiental se realizan cursos de formación de formadores (profesorado) en Biología Marina. También se organizan visitas y actividades para centros educativos, asociaciones y público en general. Además, el Centro recibe a estudiantes de Universidades, en especial de las carreras de Ciencias del Mar y Biología, con la realización de prácticas de mar y laboratorio ■

¿SABÍAS QUE ...?

Desde el año 2012, el CIMAR cuenta con el galardón *Centro Bandera Azul* concedido por la FEE (Fundación para la Educación Ambiental).



figura 30 - El CIMAR se encuentra a los pies del arrecife coralino fósil de Santa Pola y a pocos metros del litoral, y consta de biblioteca, laboratorios, sala de conferencias y exposiciones, entre otras instalaciones. Esto lo convierte en un excelente enclave para el desarrollo de actividades de investigación, docencia universitaria y educación ambiental.



organizan:



convocan:



Sociedad Geológica España



patrocinan:



DOMINGO 25 DE MARZO

- **Itinerario litoral entre Benidorm y Calpe**
- **Cala del Moraig**



ITINERARIO GEOLÓGICO LITORAL ENTRE BENIDORM, ALTEA Y CALPE

Alfonso Yébenes, Antonio Estévez, Mariano López-Arcos y Pedro Alfaro

DEPARTAMENTO DE CIENCIAS DE LA TIERRA Y DEL MEDIO AMBIENTE (UNIVERSIDAD DE ALICANTE).

1. INTRODUCCIÓN

En el sector septentrional de la provincia de Alicante la acción de la dinámica litoral sobre los materiales de la Zona Externa de la Cordillera Bética ha modelado una costa con acantilados que llegan a superar los 400 m. Desde el mar se observan afloramientos de elevado interés geológico y gran belleza paisajística. Por este motivo, para este XIII Simposio sobre Enseñanza de la Geología, se ha diseñado un itinerario geológico en barco, de aproximadamente 20 km de longitud, que discurre entre las localidades de Benidorm y Calpe (Fig. 1). El itinerario elaborado está basado en dos trabajos anteriores publicados por la Universidad de Alicante: el «Itinerario Geológico Litoral entre Benidorm y Calpe (Provincia de Alicante)» publicado en 1999 por el Instituto de Ciencias de la Educación de la Universidad de Alicante, y el «Itinerario Geológico Litoral entre Benidorm, Altea y Calpe (Alicante), publicado con ocasión del V Congreso Geológico de España celebrado en Alicante en el año 2000.

El itinerario se inicia en la población de Benidorm, desde donde se dirige a la Serra Gelada. Al salir del puerto podemos contemplar hacia el Sur el Islote de Benidorm que como acertadamente señaló hace más de dos siglos Cavanilles no es sino la prolongación de la Serra Gelada. «*Casi al sur de Benidorm y como a media legua de distancia está el Islote. Tal vez la sierra Helada llegó en otro tiempo hasta el Islote, unido entonces con el continente por medio de cerros ahora destruidos*» (A.J. CABANILLES, 1797: 242).

Si dirigimos la mirada hacia el Norte, hacia el continente, veremos la imponente mole del Puig Campana con sus 1410 m de altura y su conocida hendidura, que tiene un tamaño y morfología similares a los del Islote de Benidorm. Cuenta la leyenda que el caballero Roldán cayó perdidamente enamorado de Alda una doncella local, pero ésta cayó gravemente enferma. Roldán, preocupado, trepó a lo alto del Puig Campana en busca de un mago, que habitaba más cerca del sol y de las estrellas que del mar tendido a sus pies, para consultarle. Las palabras del mago fueron desoladoras: «Alda morirá hoy, cuando el último rayo de sol alumbre esta tierra». Desesperado, Roldán, en un intento por retrasar el ocultamiento del sol y prolongar la vida de su amada, desenvainó su espada y partió de un tajo el peñasco que fue a parar al mar, donde hoy podemos ver el islote de Benidorm. Sin embargo, esta leyenda no tiene apoyo geológico ya que el islote de Benidorm está constituido por rocas cretácicas mientras que las del Puig Campana son jurásicas.

El itinerario bordea, a lo largo de 6 km, los imponentes acantilados de Serra Gelada. Una vez que se llega al faro del Albir, situado en el extremo Noreste de dicha sierra, el barco atraviesa la Bahía de Altea y, tras pasar el meridiano de Greenwich, alcanza la Cala del Mascarat. Posteriormente, bordea el Morro de Toix y se dirige hacia su última parada: el Penyal d'Ifac, que fue declarado Parque Natural por la Generalitat Valenciana el 19 de enero de 1987.

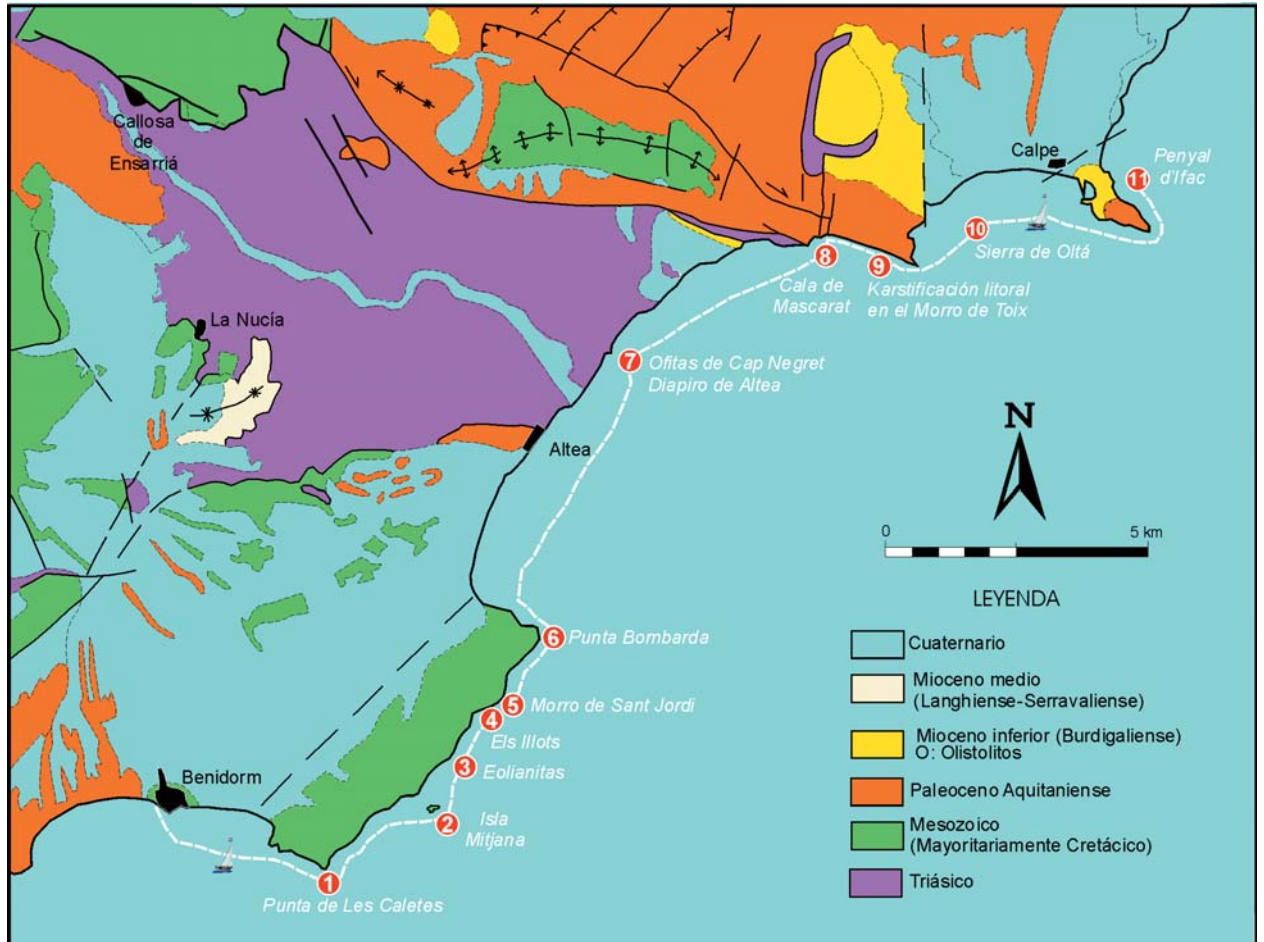


Figura 1. Mapa geológico con situación de las paradas.

2. OBJETIVOS DEL ITINERARIO

Este itinerario por barco presenta una visión, imposible de obtener por tierra, de algunos aspectos de la geología de un sector del litoral septentrional de la provincia de Alicante. Se visitan afloramientos de elevado interés geológico y gran belleza paisajística que se pueden estudiar desde perspectivas inéditas sólo accesibles desde el mar.

Así, se visitan primeramente los impresionantes acantilados de la Serra Gelada donde, además de analizar sus características morfológicas y origen, se estudian sus características estratigráficas y estructurales. Por otra parte, tendremos ocasión de contemplar aquí sus importantes acumulaciones de dunas rampantes cuaternarias, con sus espectaculares laminaciones cruzadas.

Posteriormente, en la bahía de Altea se puede observar la depresión de Altea-Callosa d'Ensarrià, que constituye un relieve invertido resultado de la erosión de una estructura diapírica de grandes dimensiones.

Al norte de la Bahía de Altea se estudia la Cala del Mascarat y la Sierra de Bernia, zona de gran complejidad tectónica, con direcciones estructurales anómalas, debido a la interferencia entre procesos diapíricos y fracturación transcurrente en el contexto compresivo bético.

El Morro de Toix constituye la terminación oriental de la Sierra de Bernia. Está formado por calizas de edad Eoceno superior-Oligoceno inferior dispuestas verticalmente que, al introducirse en el mar, dan lugar a espectaculares acantilados. En los acantilados de Toix se aprecian importantes manifestaciones kársticas.



Finalmente, el barco se dirige al Penyal d'Ifac constituido por calizas eoceno-oligocenas volcadas sobre las margas del Mioceno de la cuenca de Benissa. El Penyal es un ejemplo típico de tómbolo que quedó unido a tierra firme durante el Holoceno.

3. CONTEXTO GEOLÓGICO

El itinerario se localiza en el Noreste del dominio interno de la Zona Prebética, también denominado Prebético de Alicante (Fig. 1). Corresponde al sector autóctono (o parautóctono) de la Zona Externa de la Cordillera Bética. A lo largo del itinerario afloran litologías variadas correspondientes al intervalo de tiempo Triásico-Cuaternario que serán descritas en las sucesivas paradas.

El Prebético de Alicante está caracterizado por una tectónica de cobertera. Los materiales del Triásico con facies Keuper actúan como nivel de despegue entre una cobertera sedimentaria de edad Mesozoico-Terciario (dominio Prebético) y un basamento (probablemente hercínico) que no llega a aflorar. Esta cobertera está estructurada en pliegues y fallas de dirección ENE (dirección estructural principal del orógeno bético). Los pliegues, con longitudes de onda de varios kilómetros, son principalmente vergentes al Norte, y están afectados por fallas normales de dirección NW o ENE. El

acortamiento estimado para el dominio Prebético es de 18-22 km (25 al 30%) según De Ruig (1992).

En los sinclinales de estos pliegues se localizan cuencas sedimentarias de edad Neógeno-Cuaternario. Los depósitos cuaternarios subhorizontales cubren estas depresiones, mientras que los sedimentos más antiguos que rellenan estas cuencas (de edad Mioceno Superior) afloran en los flancos de los sinclinales con un dispositivo de abanico de capas.

Localmente los sedimentos triásicos con facies Keuper forman estructuras diapíricas, en asociación con fallas de dirección. En el área estudiada destaca el diapiro de Altea de varias decenas de kilómetros cuadrados de extensión.

Este itinerario litoral discurre por tres sectores con características geológicas ligeramente diferentes (Serra Gelada, Bahía de Altea-Sierra de Bernia y Sierra de Oltá-Penyal d'Ifac) que son analizadas a continuación por separado.

I. Serra Gelada

La Serra Gelada es una pequeña alineación montañosa de dirección NE-SW, constituida fundamentalmente por materiales calcáreos y margosos del Cretácico Inferior. Da lugar a impresionantes acantilados, de más de 400 m de altura, que se extienden a lo largo de 6 km de costa entre las bahías de Benidorm y Altea (Fig. 2).



Figura 2. Panorámica de la costa acantilada de la Serra Gelada (cortesía del Diario Información).

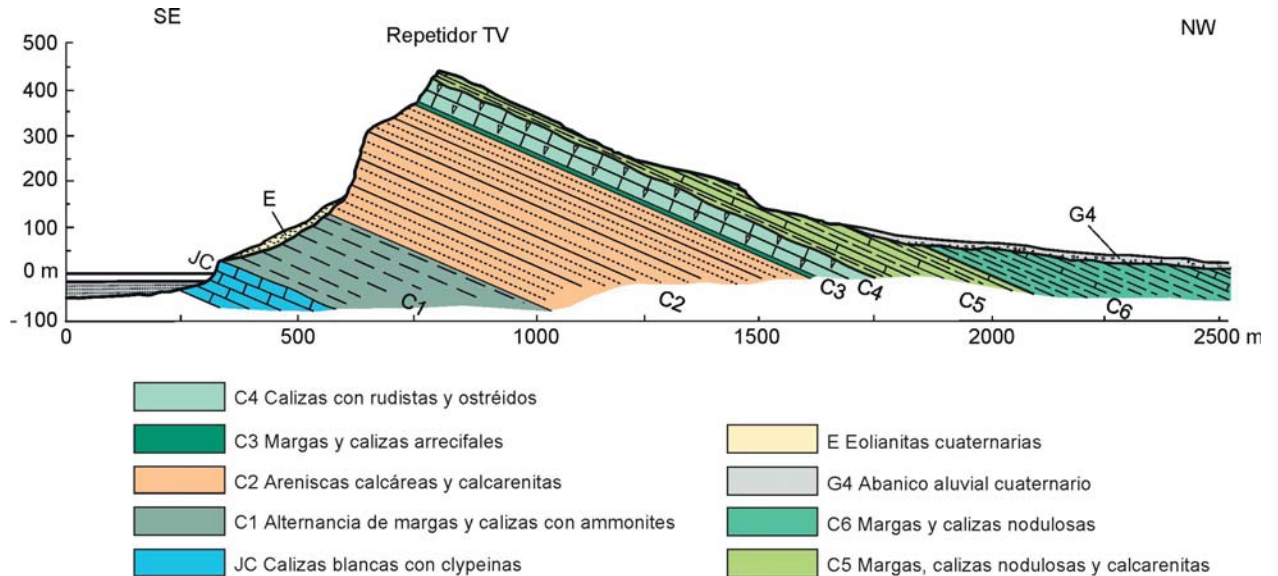


Figura 3. Corte geológico de la Serra Gelada realizado a la altura del repetidor de TV.

Estratigrafía

La Serra Gelada está constituida por una sucesión de materiales predominantemente calcáreos, cuya edad se extiende desde el Jurásico terminal hasta el final del Cretácico Inferior (Fig. 3). En el talud del acantilado estos materiales se encuentran parcialmente recubiertos por depósitos cuaternarios que pueden llegar a alcanzar un desarrollo importante.

La sucesión mesozoica de la Serra Gelada, de más de 800 m de espesor, aparece muy bien expuesta en los acantilados. Sus materiales se depositaron en una extensa plataforma situada en el paleomargen del sudeste de Iberia. Es posible diferenciar un conjunto de siete unidades litológicas (Yébenes, 1996) cuya datación se debe a Granier (1987) y Castro (1998). La edad de la primera de ellas es Jurásico Superior terminal a Cretácico Inferior basal, mientras que la de las seis restantes es Cretácico Inferior.

JC: *Calizas blancas con clypeinas* (Jurásico Superior terminal a Cretácico Inferior basal; 135-130 Ma). Constituida por más de 50 m de calizas masivas depositadas en una plataforma somera. Tan sólo afloran en la base de la Serra Gelada (isla Mitjana y Morro de Sant Jordi). Su techo viene marcado por una disconformidad (discontinuidad estratigráfica erosiva) sobre la que se desarrolla un paleokarst.

C1: *Alternancia de margas y calizas con ammonites* (Aptiense inferior a superior; 113-110 Ma). Alternancia rítmica de 140 m de espesor, depositada en un ambiente de plataforma externa relativamente profunda.

C2: *Areniscas calcáreas y calcarenitas* (Aptiense superior; 110 Ma). Unidad dominada por areniscas calcáreas y calcarenitas de colores pardo-rojizos, con algunas intercalaciones margosas, de más de 200 m de espesor. Muestra frecuentes estructuras tractivas, como laminación cruzada de gran escala producida por la migración de dunas submarinas («sandwaves») y estructuras sigmoidales, algunas de las cuales indican influencias mareales. Se depositó en un ambiente de plataforma mixta carbonático-terrágena de alta energía.

C3: *Margas y calizas arrecifales* (Aptiense superior; 109 Ma). Unidad de 2 a 8 m de espesor depositada en un ambiente de laguna de baja energía («lagoon») en el que se desarrollaron parches arrecifales.

C4: *Calizas con rudistas y ostréidos* (Aptiense superior; 108 Ma). Constituida por 25 a 40 m de calizas bioclásticas con abundantes rudistas y grandes ostréidos, depositadas en un ambiente de laguna de baja energía («lagoon»).

C5: *Margas, calizas nodulosas y calcarenitas* (Albiense inferior; unos 105 Ma). Unidad de unos 100 m de espesor depositada en un ambiente de plataforma



abierta y que yace en disconformidad (contacto erosivo) sobre la unidad anterior.

C6: Margas y calizas nodulosas (Albiense inferior a medio; unos 100 Ma). Su espesor supera los 250 m y se depositó también en un ambiente de plataforma abierta.

Sobre este sustrato mesozoico se depositaron varias unidades coluviales y eólicas (Fumanal y Yébenes, 1996), de edad pliocena y cuaternaria. Sus materiales cubren los taludes y llegan a adosarse a los cantiles. Se observa la siguiente sucesión:

Megabrecha. Depósito de 2 a 6 m de espesor constituido por grandes fragmentos angulosos (de hasta 4 m), procedentes fundamentalmente de la unidad cretácica C2. Se encuentra totalmente cementada y muestra una intensa karstificación. Aflora exclusivamente en el sector de Els Illots y se apoya directamente sobre un paleotalud desarrollado sobre la unidad margosa C1. Arranca de la base del cantil, a unos 200 m de altura, y se extiende hasta 20 m sobre el nivel del mar con una pendiente regulada de unos 34°. Las características sedimentológicas indican que se trata de un depósito de abanico coluvial. No disponemos de datos precisos acerca de su edad pero, por correlación con otros depósitos similares, se atribuye al Plioceno Superior o al Pleistoceno Inferior (hace unos 2 Ma).

Brecha rojiza. Depósito poco potente (aunque localmente, en el sector de Els Illots aparece rellenando incisiones de más de diez metros de profundidad que se encajan bajo el nivel del mar), moderadamente cementado y ligeramente arcilloso. Las características sedimentológicas indican que se trata de un depósito de orla coluvial. Se atribuye al Pleistoceno Medio (200.000 años) y es correlacionable con los depósitos del sistema aluvial G4 que aflora en otros puntos de la Serra Gelada.

Abanicos aluviales G4. Aflora en la vertiente noroccidental de la Serra Gelada y en sus márgenes NE y SW. Corresponden a depósitos de abanicos aluviales dominados por flujos de derrubios («debris flows»). A techo muestran una costra calcárea bien desarrollada del Pleistoceno Medio (200.000 años).

Eolianitas. Gran acumulación de arenas eólicas, cuyo volumen total supera los 16 hm³, que aparece sobre el talud del acantilado y llega a adosarse al cantil. Está constituido por dunas rampantes («climbing dunes») que ascienden hasta más de 200 m de altura sobre el nivel del mar. Fumanal y Yébenes (1996) han identificado cinco edificios dunares (gris, blanco, ocre, ocre claro

y actual) cuya edad se extiende entre el Pleistoceno Superior (hace unos 100.000 años) y el Holoceno (Fig. 15). Las eolianitas del edificio dunar blanco (que son las que ocupan un mayor volumen), muestran espectaculares laminaciones cruzadas.

Tectónica

La Serra Gelada corresponde a un bloque levantado que en planta tiene una morfología rectangular alargada en dirección NE-SW. Este bloque está limitado por cuatro grandes fallas. Así, su margen SE, que coincide con el acantilado principal de la Serra, corresponde aproximadamente a una zona de falla que discurre paralelamente a la costa. El margen Noreste queda definido por otra falla que pone en contacto el Cretácico Inferior de la Serra Gelada con el Cretácico terminal-Paleógeno de la depresión Benidorm-l'Albir. Las bruscas terminaciones del relieve, en los márgenes SW y NE, sugieren también un control tectónico ligado a fallas de dirección N120°E, responsables de la subsidencia de las bahías de Altea (al NE) y Benidorm (al SW).

Su estructura general es monoclinial (Fig. 3), con estratificación de dirección N50°E y buzamiento de 20 a 35° hacia el NW. Así pues, la Serra Gelada puede considerarse como un relieve estructural asimétrico, limitado por fallas, cuya orientación coincide con la dirección estructural Bética.

Además, de las fallas principales que limitan Serra Gelada, todo el relieve carbonatado está afectado por numerosas fallas normales cuyos saltos oscilan entre unos pocos centímetros y más de un centenar de metros. La gran mayoría de planos de falla, de geometría planar, son de alto ángulo, si bien en las intercalaciones margosas se producen los habituales fenómenos de refracción. A lo largo del acantilado se observan varias fallas entre las que destacan la falla de la punta de Les Caletes y la de punta Bombarda, ambas próximas a los extremos de la sierra, con saltos verticales de unos 150 y 170 m respectivamente. Otras fallas normales destacadas son la de Els Illots, con 60 m de salto y la del Banc de Ribes, con 80 m de salto. Es importante destacar que las dos fallas con mayor salto (Punta de les Caletes y Punta Bombarda) están selladas por depósitos de abanicos aluviales pertenecientes al sistema aluvial G4 del Pleistoceno Medio. Además, a lo largo de todo el acantilado existen bandas multifracturadas en los sectores inmediatos a las fallas más importantes, de varias decenas de metros de anchura, en las que

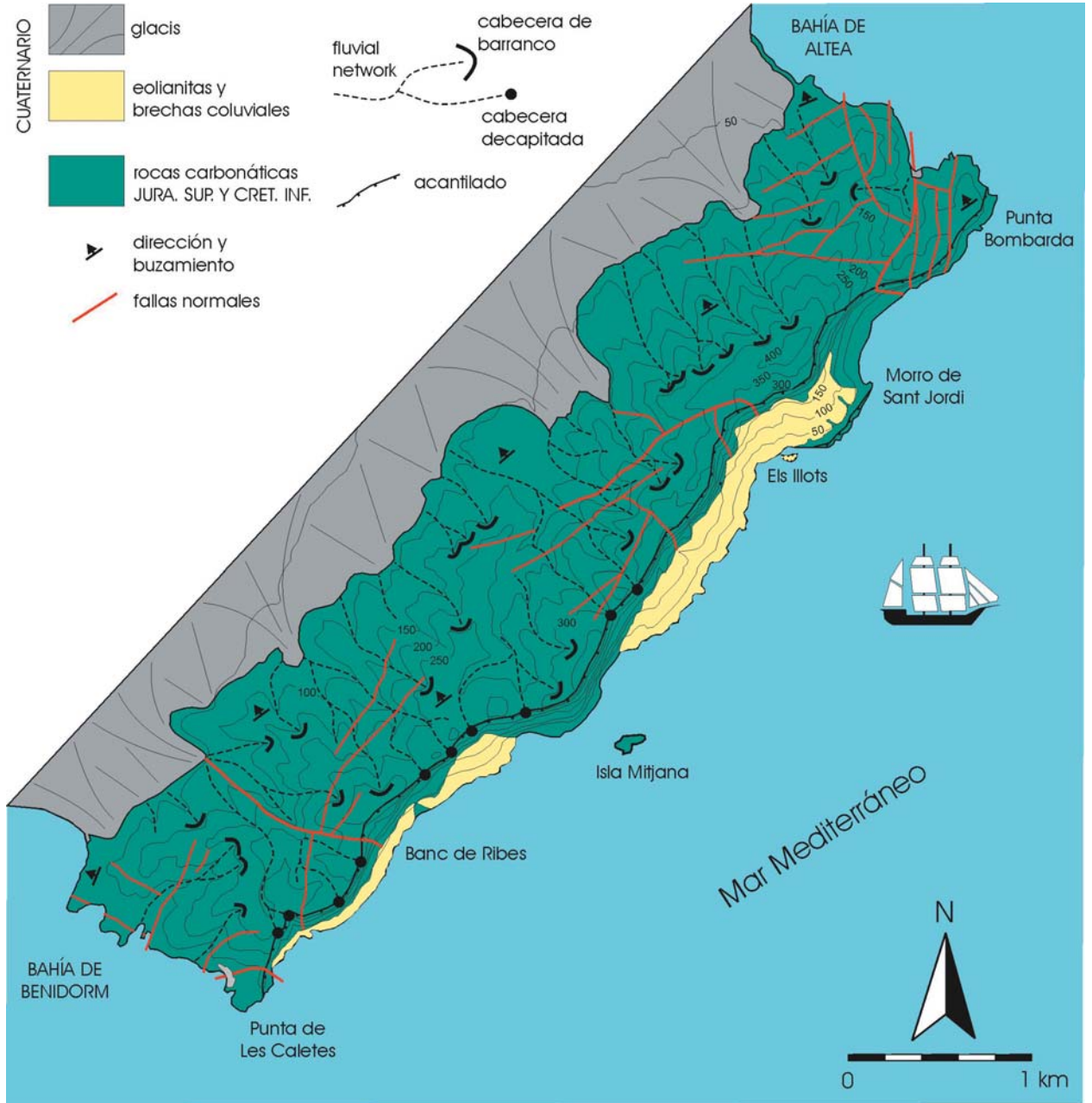


Figura 4. Mapa geomorfológico de la Serra Gelada.

aparecen numerosas fallas normales de salto métrico y decamétrico.

Geomorfología

A lo largo de sus 6 km de extensión la Serra Gelada muestra un perfil asimétrico muy característico (Fig. 4). En efecto, su flanco SE corresponde a una impresio-

nante costa acantilada, con alturas que superan los 400 m. Por el contrario, su flanco NW corresponde a una vertiente mucho más suave de unos 20°, de tipo cuesta, profundamente incisa por una red de drenaje consecuente con barrancos subparalelos. Al N del sector de Els Illots, la cabecera de los barrancos se encuentra situada a unos 200 m del margen del acantilado, mientras que al S de dicho sector, dichas cabeceras

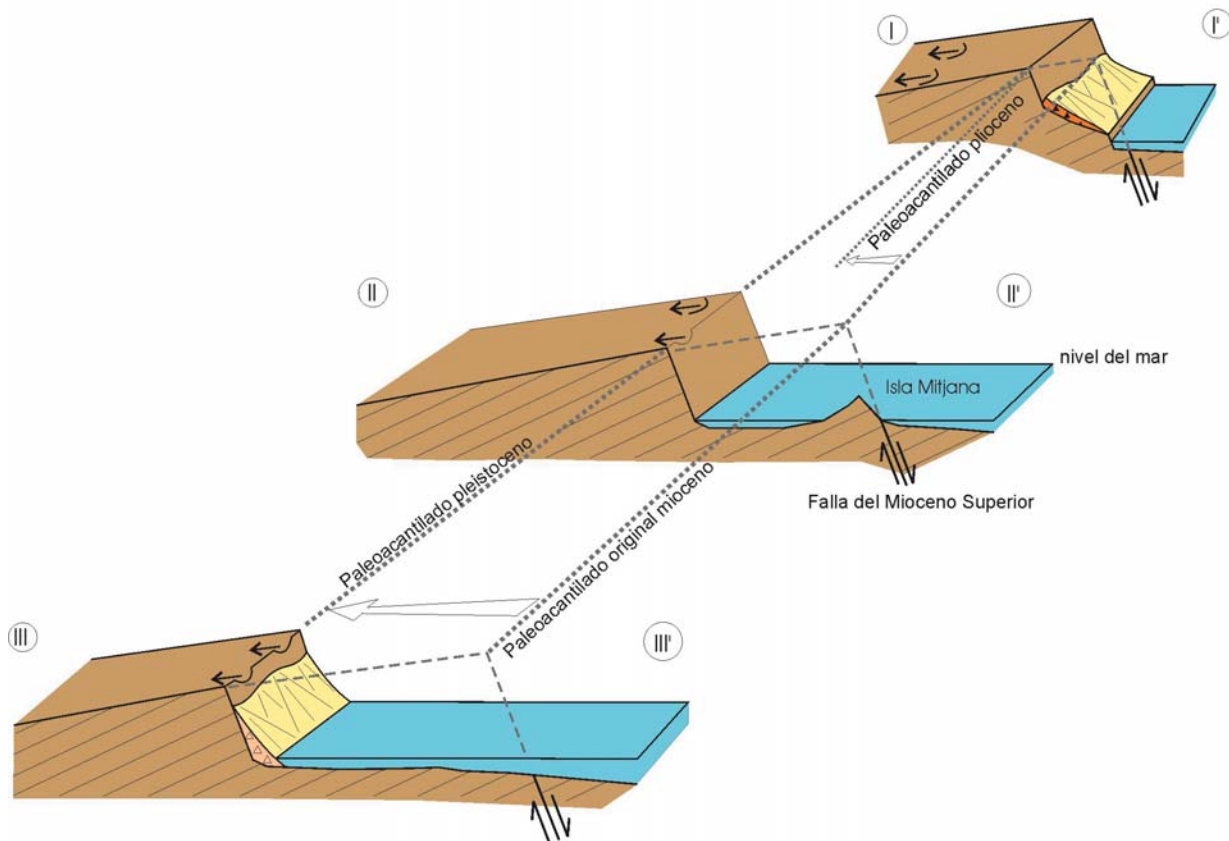
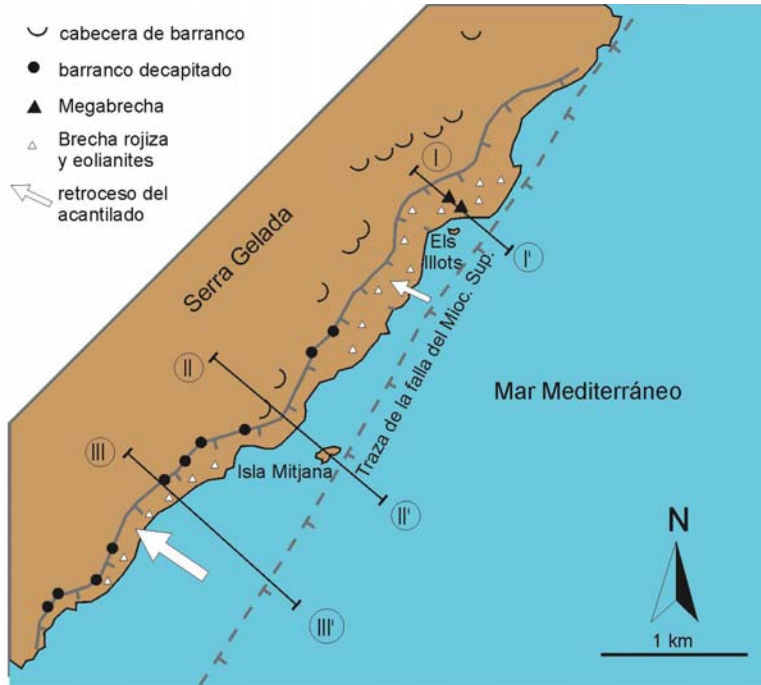
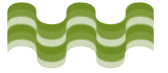


Figura 5. Origen y evolución del acantilado de la Serra Gelada.



han sido decapitadas por el acantilado marino (Fig. 4). Esto evidencia un mayor retroceso del acantilado en el sector SW respecto al sector NE

La morfología del acantilado principal de la Serra Gelada está muy condicionada, además de por la tectónica de fractura, por las características litológicas de las diferentes unidades que lo constituyen. Así, las morfologías de tipo «plunging» (en las que el cantil del acantilado se sumerge directamente bajo el nivel del mar) se desarrollan en los sectores en los que la unidad C2, de areniscas calcáreas y calcarenitas pardas (constituida por materiales resistentes), aflora desde la misma base del acantilado.

En los sectores en los que en la parte inferior del acantilado aflora la unidad margosa C1 (fácilmente erosionable) aparecen variedades morfológicas de tipo cantil-talud. Precisamente, los depósitos coluviales y eólicos plio-cuaternarios se depositaron sobre los paleotaludes desarrollados sobre esta unidad. La presencia, en la base del acantilado del sector del Morro de Sant Jordi, de afloramientos de la unidad JC, de calizas blancas con clypeinas, muy resistente, determina la aparición de un acantilado inferior de tipo «plunging» cuya altura puede alcanzar los 50 m. En estos puntos, la vertiente marina adquiere una configuración cantil superior-talud-cantil inferior.

La base de los acantilados «plunging» muestra una socavadura basal («notch») muy marcada cuya profundidad llega a superar los 2 m.

Origen y evolución del acantilado de la Serra Gelada

La estructuración del macizo de la Serra Gelada, cuya orientación general coincide con la directriz bética NE-SW, se produjo, de acuerdo con De Ruig (1992), en la última fase compresiva del plegamiento nealpino que se desarrolló entre el Serravaliense y el Tortoniense Inferior. Poco después, entre el Tortoniense Inferior y el Plioceno Inferior, tuvo lugar en este sector una importante extensión con formación de grandes fallas normales asociadas a procesos transtensivos.

La zona de falla que limita el margen SE del bloque de la Serra Gelada está relacionada con dicha extensión, responsable del hundimiento de un bloque situado al SE del relieve actual de Serra Gelada. Como consecuencia, se originó un paleoacantilado, más extenso que el actual y que probablemente alcanzaría hasta la isla de Benidorm.

La presencia del abanico coluvial, correspondiente a la *Megabrecha*, adosado al acantilado actual en el sector de Els Illots, indica que: a) el acantilado ya se encontraba perfectamente desarrollado cuando se depositó (en el Plioceno Superior-Pleistoceno Inferior); b) el abanico se apoya sobre una vertiente con morfología cantil-talud bien desarrollada y, además, el paleotalud muestra una pendiente en equilibrio; ambos datos indican una cierta madurez y, por tanto, un intervalo apreciable de tiempo entre la formación del acantilado y la sedimentación de la *Megabrecha*; y c) desde entonces, en este sector, el retroceso del acantilado principal ha sido mínimo.

Esto significa que el segmento del acantilado situado al norte de Els Illots, donde aflora la *Megabrecha*, no ha experimentado apenas retroceso, ni tectónico ni erosivo, desde el momento de su formación. Por ello, puede considerarse como un paleoacantilado relicto de tipo cantil-talud, claramente pre-Cuaternario y muy probablemente pre-Plioceno, sobre el que se depositarían abanicos coluviales adosados al cantil. Tras su sedimentación, los abanicos experimentaron una intensa karstificación y un fuerte desmantelamiento, lo que ha provocado la desaparición de la mayor parte de los abanicos, con excepción del preservado en el sector de Els Illots.

Aunque en algunos sectores se conserve el paleoacantilado original, en la mayor parte del sector Sur de la Sierra, sí ha experimentado un retroceso erosivo de unos pocos centenares de metros. La isla Mitjana, que muestra continuidad estratigráfica con la sucesión del acantilado (lo que indica que no existen fallas entre ella y la costa), representa un resto sin erosionar del paleoacantilado y marca, por tanto, la posición original de éste (Fig. 5).

Sobre la *Megabrecha*, y tras una importante laguna estratigráfica, aparecen los sedimentos de la *Brecha rojiza*, una orla coluvial que fosiliza todo el talud del acantilado principal de la Serra Gelada. Este depósito se prolonga hasta el pie del cantil superior lo que significa que, tras su deposición y hasta la actualidad, dicho acantilado no ha retrocedido. Como consecuencia, el retroceso erosivo del paleoacantilado del sector meridional de la sierra tuvo que producirse en el intervalo temporal comprendido entre la formación del acantilado original y el Pleistoceno Medio (hace 200.000 años), momento en el que se depositó la *Brecha rojiza*. Por tanto, desde ese momento, puede considerarse que la posición y morfología del acantilado prácticamente no

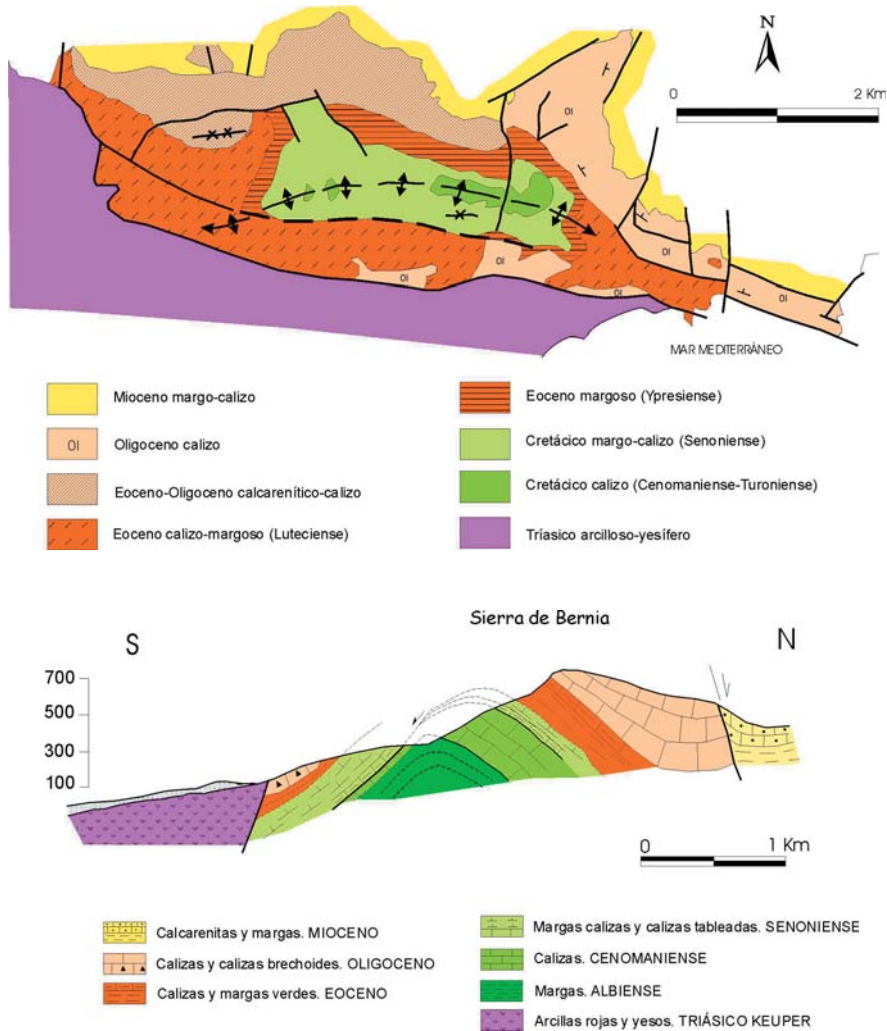


Figura 6. A. Mapa geológico de la Sierra de Bernia. B. Corte geológico de la Sierra de Bernia. C. Panorámica del anticlinal de La Galera (Sierra de Bernia).



han variado respecto a los que muestran en la actualidad.

Al mismo tiempo que se depositaba la *Brecha rojiza* en el acantilado principal, en los márgenes SW y NE de la sierra y en su vertiente noroeste se desarrollaron diferentes sistemas de abanicos aluviales G4, procedentes del desmantelamiento de la propia Serra Gelada.

Durante el Pleistoceno Superior (hace unos 100.000 años) se inició la acumulación de los diferentes edificios eólicos de dunas rampantes que ascendieron sobre la *Brecha rojiza* del talud, fundamentalmente durante los intervalos fríos (glaciaciones) del Pleistoceno Superior. Durante estos intervalos el nivel del mar se encontraba en una posición muy inferior a la actual y gran parte de la plataforma continental quedaba expuesta. De esta manera, los sedimentos arenosos que la cubrían podrían ser movilizados por el viento y acumulados, como dunas rampantes, contra el acantilado. Los cambios fisiográficos, asociados a las variaciones en la distancia entre las paleoplayas y el acantilado (consecuencia de los movimientos eustáticos) han controlado las características litológicas y la extensión de los sucesivos edificios de eolianitas.

La mayor parte de los autores que han estudiado la Serra Gelada atribuyen la formación del acantilado a una actividad tectónica reciente responsable de la elevación del bloque de la Sierra. Sin embargo, todas las evidencias disponibles apuntan a que la actividad

tectónica durante el Cuaternario ha sido escasa y, como consecuencia, sus efectos sobre la morfología actual del acantilado han sido mínimas.

II. Bahía de Altea-Sierra de Bernia

Situada entre Serra Gelada y Sierra de Bernia, la Bahía de Altea representa la terminación en el mar del denominado Diapiro de Altea, el cual ocupa la depresión situada entre las sierras de Bernia-Almedia al norte, y Cortina-Ponoch-Aitana al sur y oeste, ocupando una extensión de unos 50 km² a lo largo de los cauces de los ríos Algar y Guadalest.

El diapiro de Altea está constituido litológicamente por arcillas, margas y yesos de facies Keuper, de color predominantemente rojizo, con esporádicos afloramientos de rocas subvolcánicas (ofitas) que originan significativos resaltes de coloración oscura entre los materiales del Keuper. Uno de estos afloramientos subvolcánicos corresponde al denominado Cap Negret, situado 2 km al norte de la localidad de Altea.

Existen claras evidencias del importante papel desempeñado por el diapiro ya desde el Cretácico Superior y, por supuesto, durante la compresión alpina. Los movimientos diapíricos cretácicos se manifiestan en la importancia de los cambios de espesor y facies, así como en la aparición de lagunas estratigráficas y discordancias locales. Como ejemplo puede citarse el cambio de



Figura 7. Panorámica del Peyal d'Ifac. A la derecha y culminando la Sierra de Oltà se observa el gran olistolito de calizas paleógenas situado sobre las margas miocenas (cortesía del Diario Información) .

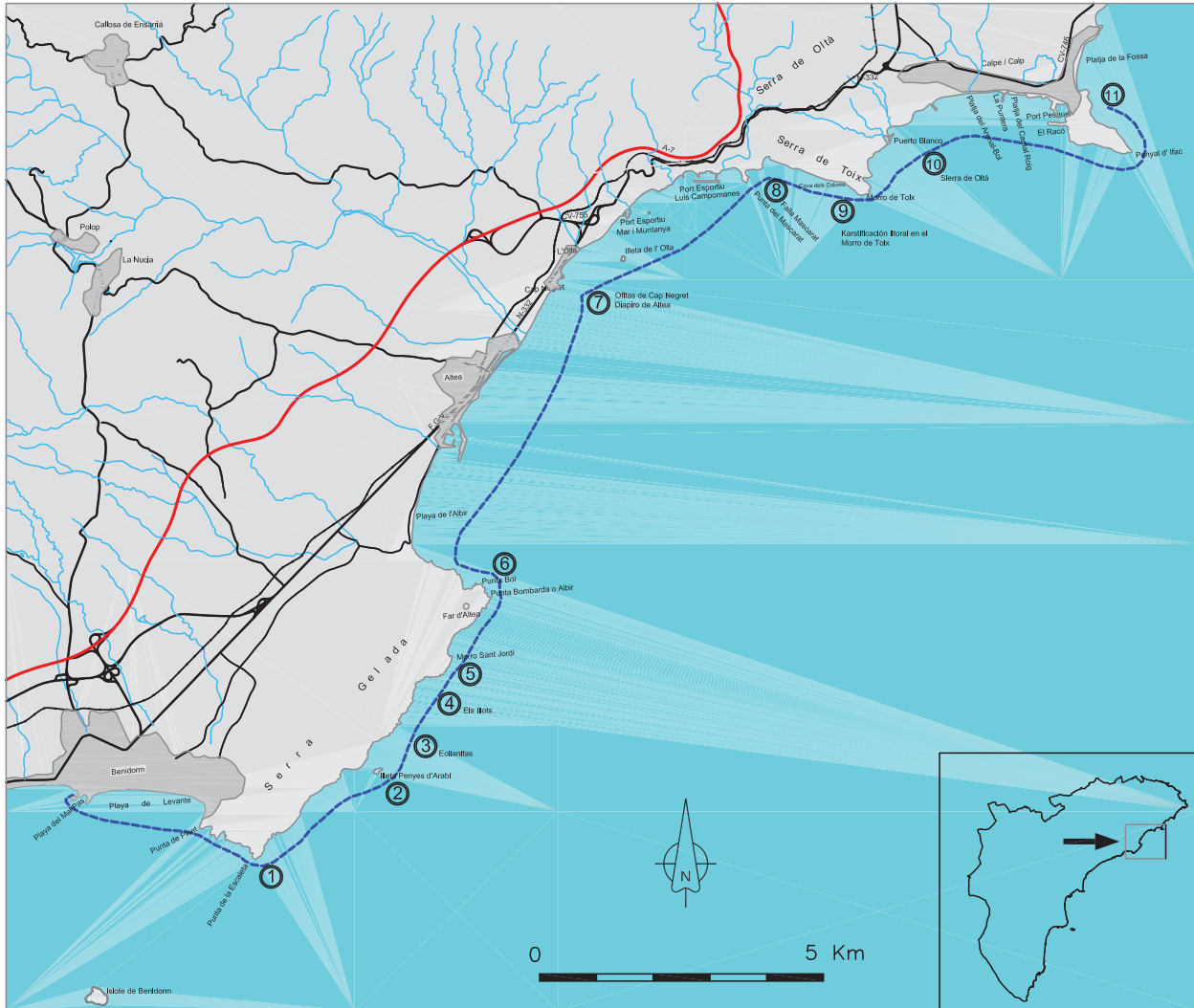


Figura 8. Mapa topográfico de los sectores costeros del recorrido con situación de las paradas.

potencia de las calizas del Cenomaniense de la Sierra de Bernia, con espesores muy superiores en el flanco norte respecto a los del flanco sur. Del mismo modo los materiales del Eoceno y del Oligoceno presentan facies y espesores variables al sur y al norte del diapiro y puedan llegar a faltar en algunos sectores.

Durante la Orogenia Alpina (Mioceno Inferior-Medio) el papel del diapiro de Altea ha sido relevante en la conformación de la zona, originando igualmente lagunas así como cambios de potencia y de facies en los materiales sinorogénicos. Asimismo favoreció la fracturación y el desprendimiento de grandes bloques (olistolitos) en dirección norte y noroeste, entre los que destacan los del valle de Tárben y el de la Sierra de Oltá.

Con posterioridad, la actividad del diapiro se evidencia igualmente desde el Mioceno Superior hasta el Cuaternario, observándose en las zonas de borde depósitos coluviales y abanicos aluviales plegados y fallados con implicación de las arcillas triásicas.

III. Sierra de Oltá-Penyal d'Ifac

En este sector del Prebético, la actuación de esfuerzos compresivos, entre los que destacan los de dirección N120°E, combinados con los efectos halocinéticos de los materiales triásicos, ha dado lugar a la formación de cuencas subparalelas a los accidentes más importantes. Estas cuencas fueron rellenadas por materiales marinos miocenos entre los que se intercalaron grandes bloques

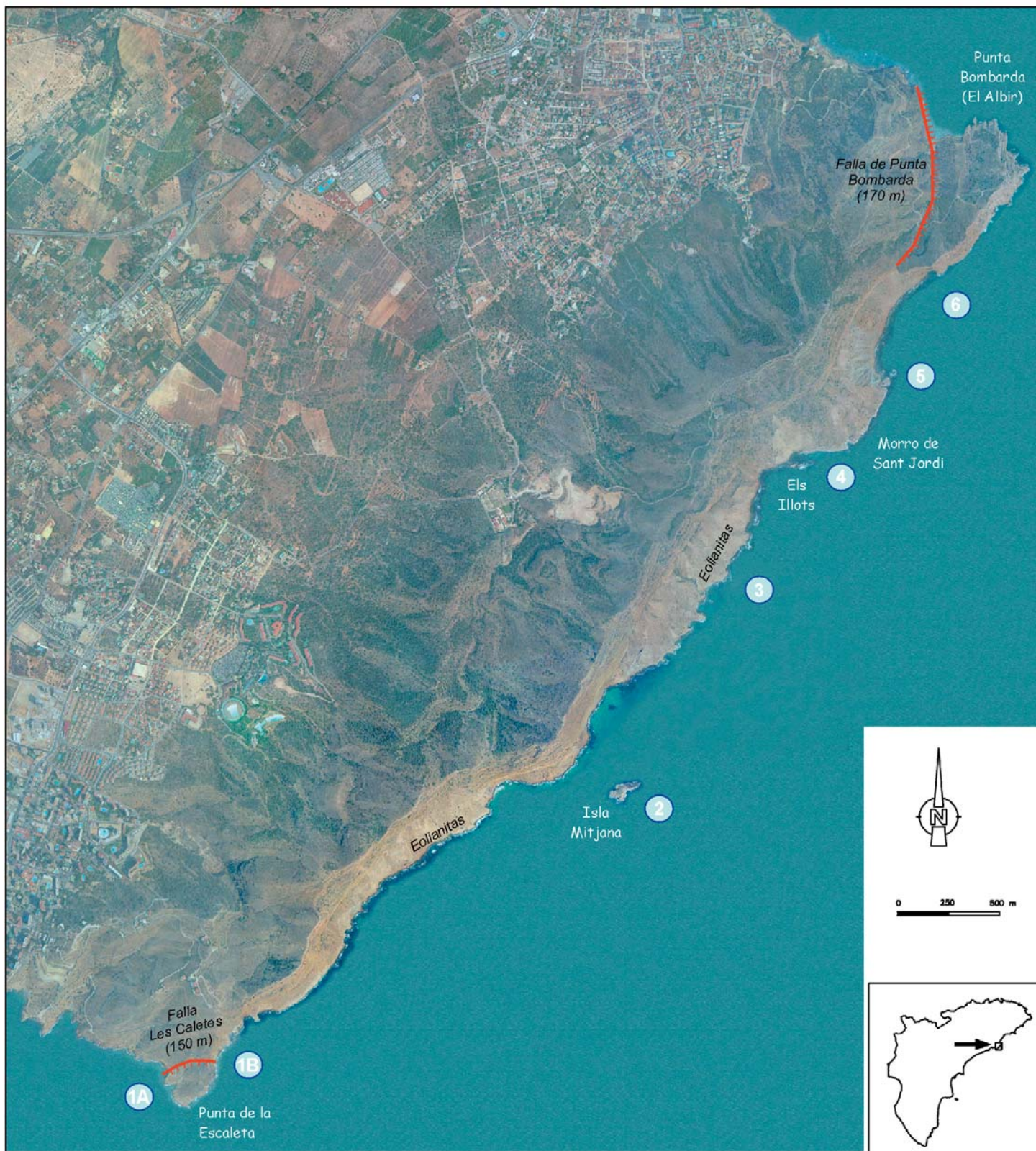


Figura 9. Foto aérea de la Serra Gelada.



Figura 10. Mapa geológico de la vertiente marina de Serra Gelada con situación de las paradas.

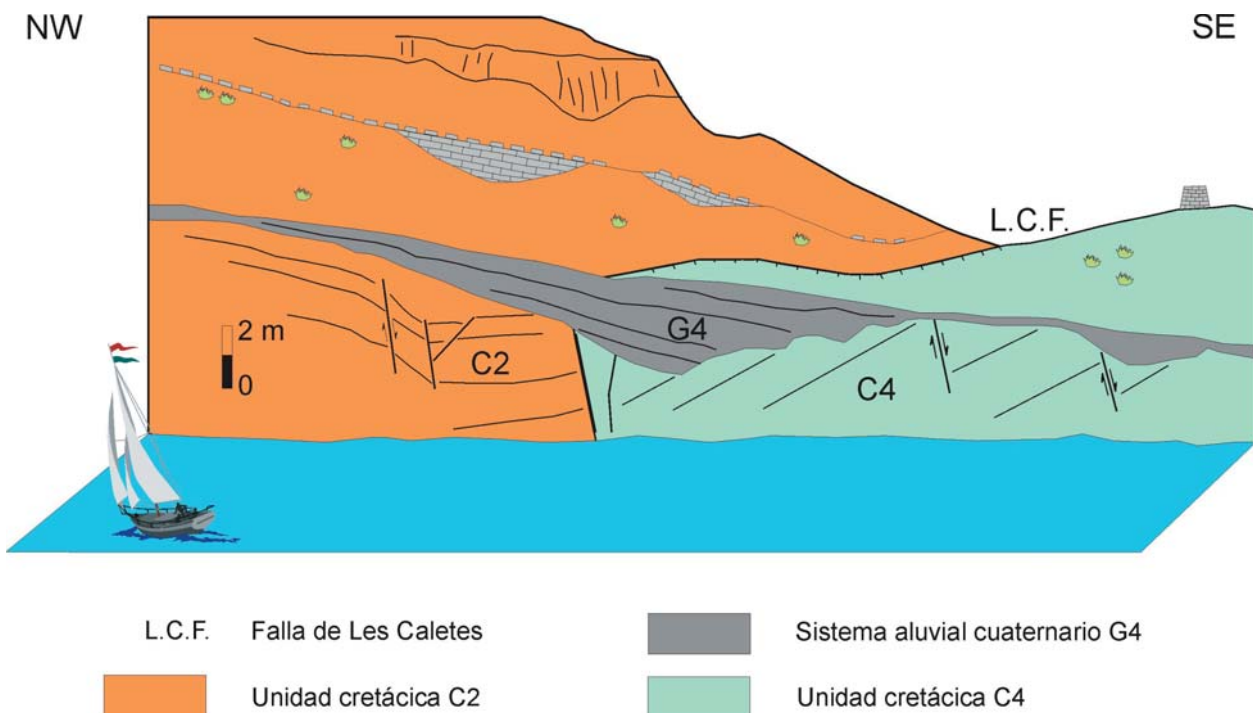


Figura 11. Corte geológico que muestra cómo los materiales cuaternarios del sistema aluvial G4 sellan la falla de les Caletes (parada 1A).

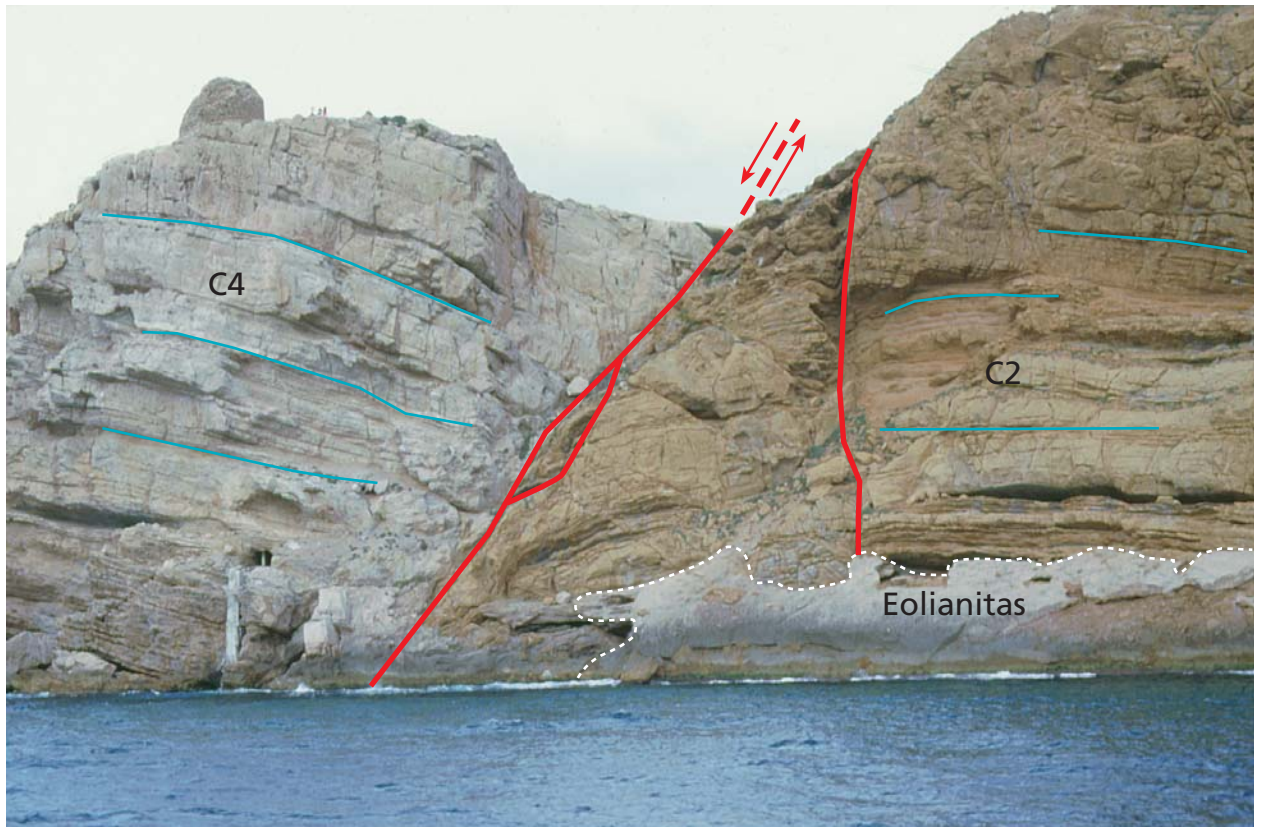
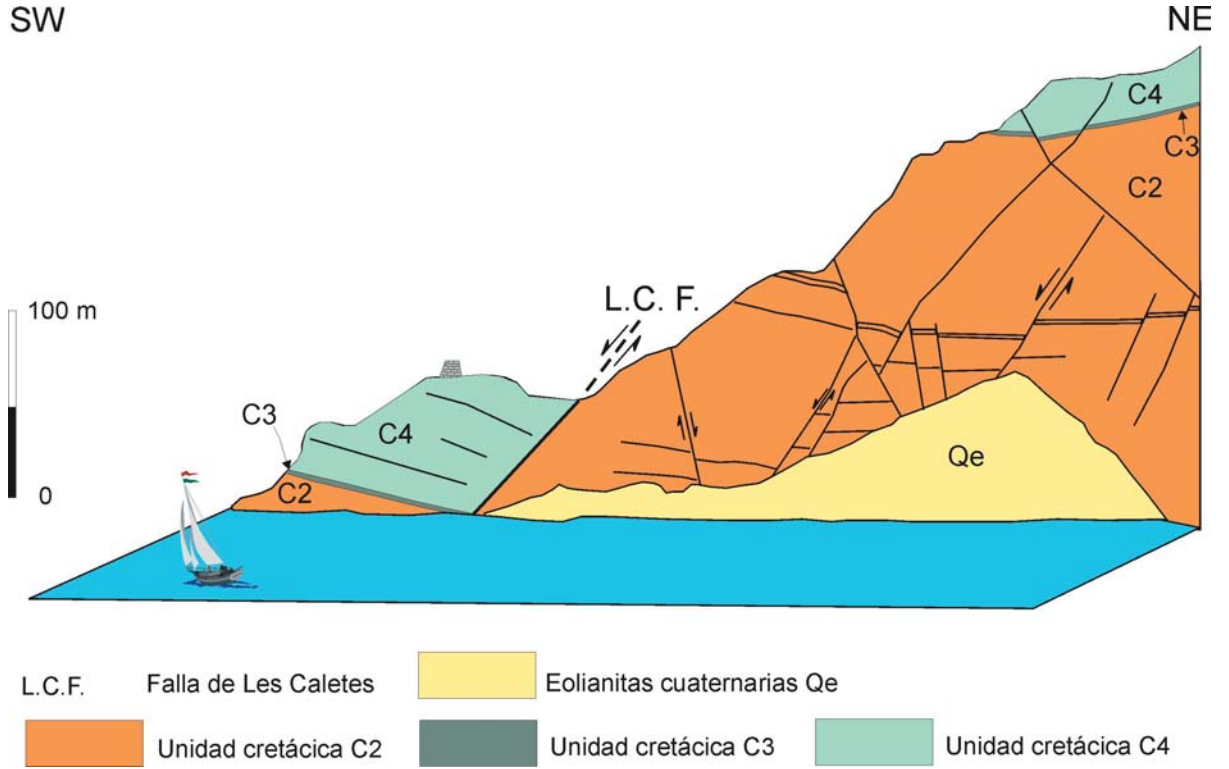


Figura 12. Falla de la punta de les Caletes desde la parada 1B. A: corte geológico de la falla. B: detalle de la zona de falla.



Figura 13. Foto de la isla y el acantilado en la que se muestra el relieve erosionado.



Figura 14. Panorámica de los depósitos eólicos adosados al acantilado de Serra Gelada.

caídos (olistolitos) procedentes de la parte superior de los pliegues diapíricos.

En la parte final del itinerario se podrá observar el flanco oriental del sinclinal de Benisa, que corresponde a una de aquellas cuencas (Fig. 7). En los extremos de este flanco (Toix y Punta de Moraira) los estratos se disponen verticalmente, mientras que en la parte central (Penyal d'Ifac) llegan a invertirse. Todo el flanco se encuentra afectado por grandes fallas de orientación N10E y N120E responsables del hundimiento bajo el mar de los sectores situados entre el Morro de Toix y el Penyal d'Ifac y entre este último y la Punta de Moraira. La parte superior de la Sierra de Oltà está constituida por uno de los grandes olistolitos caído a la cuenca de Benisa desde la estructura diapírica de Altea.

4. ITINERARIO GEOLÓGICO

Parada 1. Punta de Les Caletes

La falla normal que corta la punta de les Caletes tiene un salto vertical de unos 150 m. El bloque sur hundido, constituido por materiales de la unidad C4 de *calizas con rudistas y ostréidos*, entra en contacto

con la base de la unidad C2 de areniscas calcáreas y calcarenitas pardas (Fig. 11).

En la parada 1A (Fig. 11), al SW de la punta, se observa cómo la falla se encuentra sellada por el sistema aluvial G4 del Pleistoceno medio, lo que significa que, al menos, desde entonces no ha experimentado desplazamientos.

La parada 1B (Fig. 12), al E de la punta, permite evaluar el salto de la Falla de Les Caletes.

Parada 2. Isla Mitjana

La Isla Mitjana, formada por materiales de la unidad JC de *calizas blancas con clypeinas*, reproduce a escala reducida el dispositivo estructural asimétrico de la Serra Gelada. La situación de este afloramiento respecto al del acantilado demuestra que no hay fallas entre la isla y la costa. Por tanto, la falla responsable de la formación del paleoacantilado debe pasar junto al margen SE (mar adentro) de la isla.

Así pues, la isla representa un resto aún no totalmente erosionado del paleoacantilado y marca muy probablemente su posición original en este sector. La distancia entre la isla y el acantilado actual corresponde al retroceso erosivo experimentado desde su formación a finales del Mioceno Superior hasta el Pleistoceno Medio (Figs. 5 y 13).

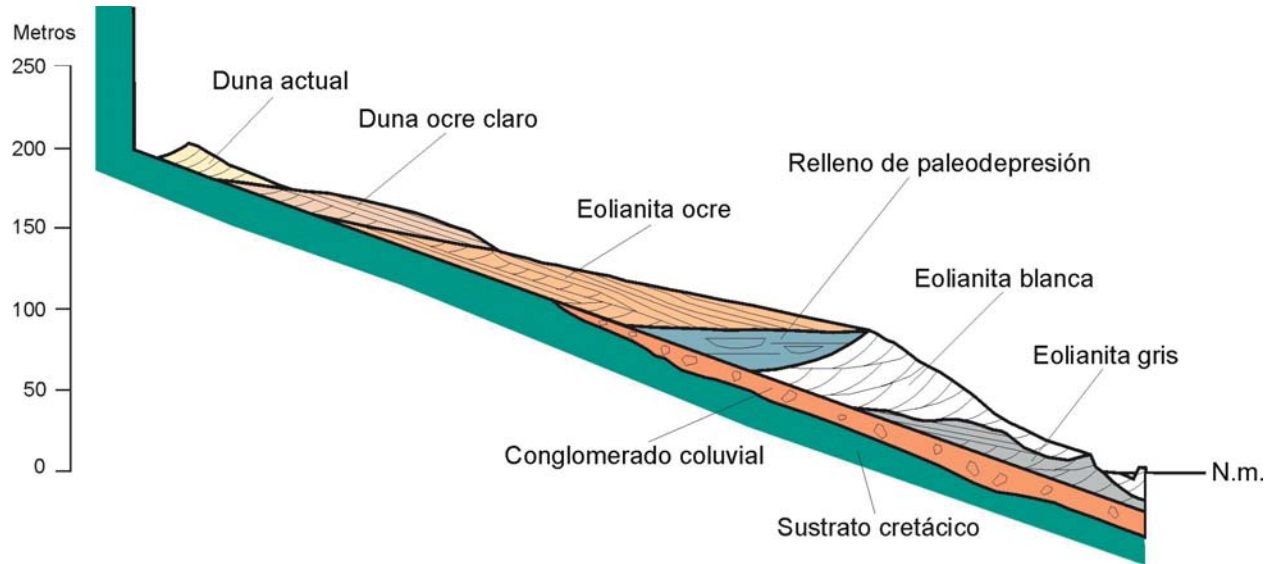


Figura 15. Corte geológico de las eolianitas que muestra los cinco edificios eólicos superpuestos y su relación con la brecha rojiza basal (según Yébenes y Fumanal, 1996).



Figura 16. Eolianitas. A. Panorámica general de los afloramientos; nótese la gran altitud que llegan a alcanzar (más de 200 m s.n.m. actual). B. Detalle de la laminación cruzada planar y en artesa.

Parada 3. Eolianitas

Los taludes de los segmentos del acantilado con morfología de talud-cantil se encuentran cubiertos por importantes acumulaciones de arenas eólicas (Fig.14). Es posible diferenciar cinco edificios eólicos superpuestos (Fig.15) constituidos por dunas rampantes. Entre ellos destacan las eolianitas blancas del Pleisto-

ceno Superior, con sus espectaculares estratificaciones cruzadas (Fig. 16). Estas dunas eran activas cuando el nivel del mar se encontraba por debajo del nivel actual y dejaba al descubierto amplias zonas de la plataforma. El último evento transgresivo, que se inició hace aproximadamente 18.000 años y culminó hace unos 5.000 años, ha destruido una parte importante de estos edificios.

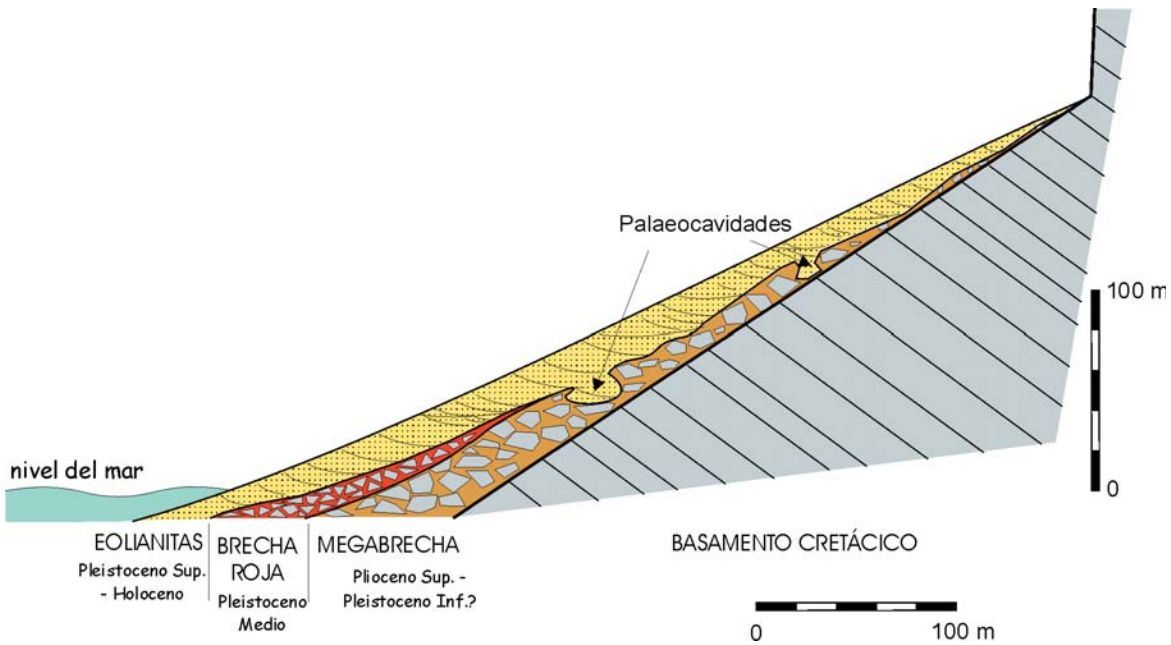


Figura 17. Esquema de la Megabrecha y sus relaciones con la Brecha rojiza y las eolianitas.

Parada 4. Els Illots

Se observan fundamentalmente los materiales plio-cuaternarios que recubren el talud. Els Illots están constituidos por eolianitas blancas parcialmente destruidas por la erosión marina. En el talud del acantilado es posi-

ble analizar las relaciones existentes entre las eolianitas, y las unidades coluviales, *Brecha rojiza* y *Megabrecha*, subyacentes (Fig. 17).

La *Brecha rojiza* tiene en este punto un espesor mayor que el habitual e incluso rellena antiguas incisiones encajadas por debajo del nivel del mar actual. La *Me-*

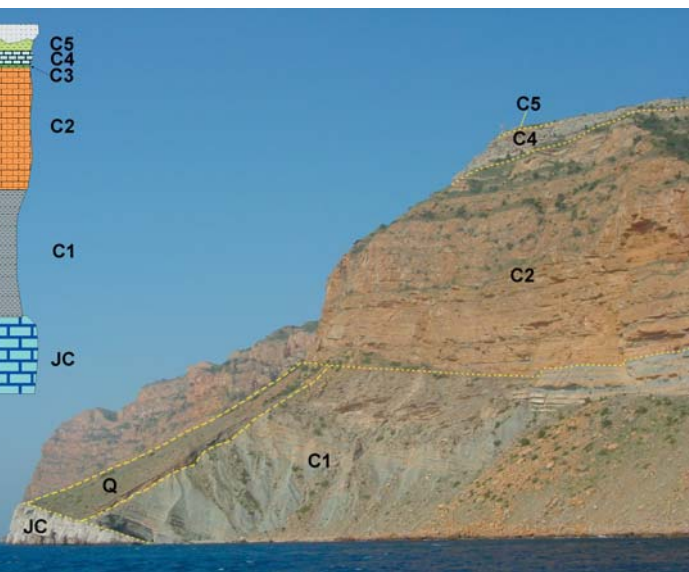


Figura 18. Fotografía en la que se observa la sucesión de las unidades litológicas jurásico-cretácicas que afloran en el acantilado.



Figura 19. La «Cara del Elefante» modelada en la unidad JC de calizas blancas con clypeinas.



Figura 20. A. Panorámica de Serra Gelada en el sector del faro del Albir; el faro se apoya sobre las calizas de la unidad C4, que se sitúan en la parte alta de la Sierra. Este escalón topográfico ha sido producido por la falla de Punta Bombarda. B. Fotografía detallada de la zona de falla de Punta Bombarda en la que se observan numerosas fracturas en la zona de falla.

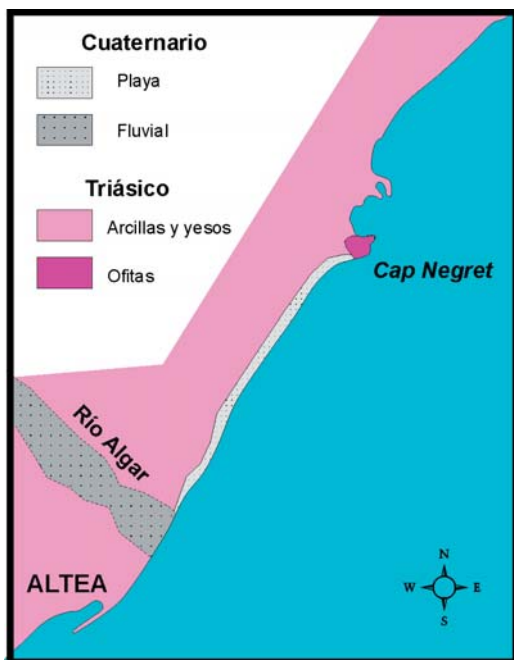


Figura 21. A. Mapa geológico en el que se observa el afloramiento de ofitas incluido en los materiales del Triásico Keuper. B. Panorámica desde el mar del afloramiento de ofitas de Cap Negret.

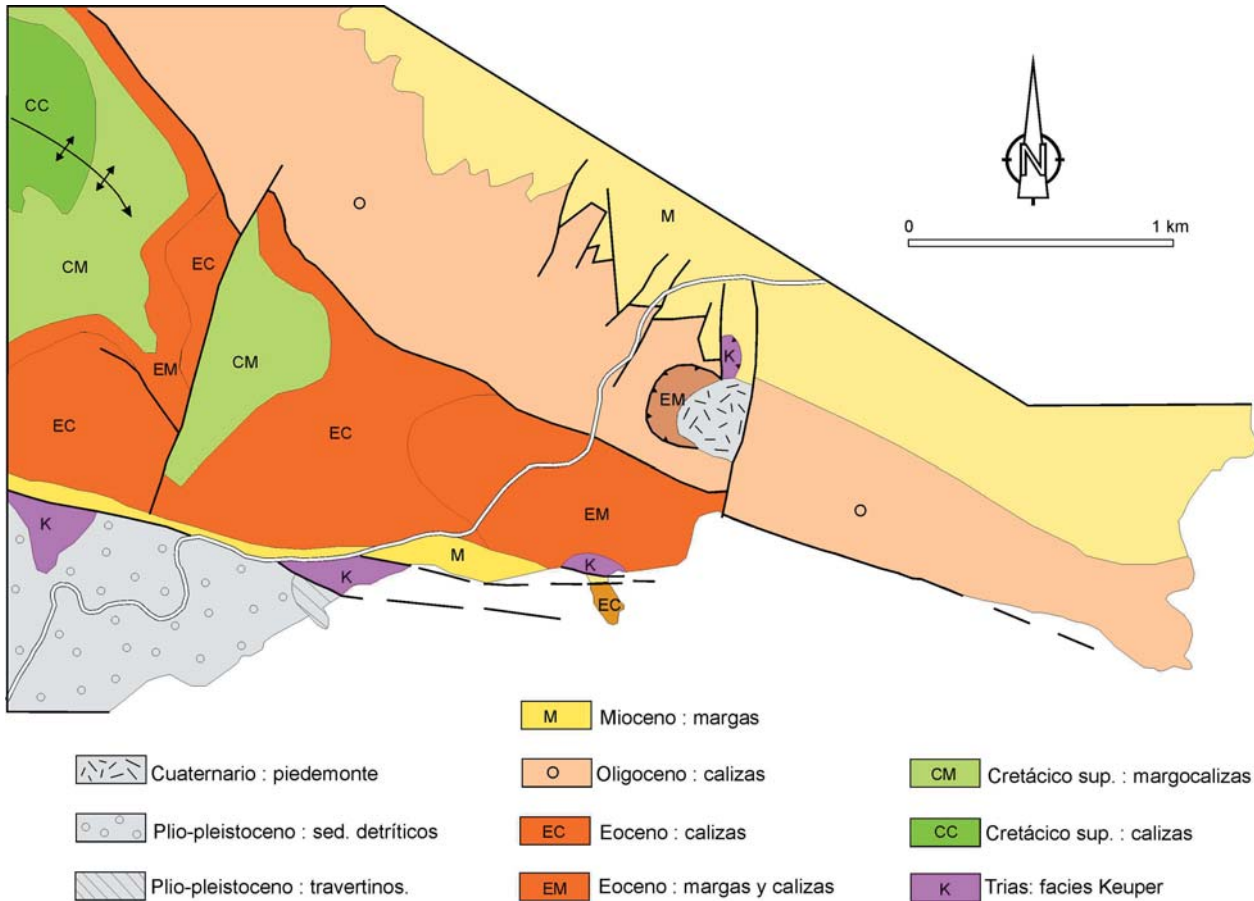


Figura 22. Mapa geológico del sector de Mascarat-Morro de Toix.

gabrecha muestra su aspecto fuertemente karstificado y desmantelado.

La presencia aquí de la *Megabrecha* indica que, en este sector, el acantilado apenas ha retrocedido desde el Plioceno Superior. Se trata, por tanto, de un acantilado relicto, un paleoacantilado testigo de la extensión finimiocena.

Parada 5. El Morro de San Jordi

Es un lugar idóneo para observar la sucesión estratigráfica del Jurásico Superior-Cretácico inferior (Fig. 18), constituida aquí por: 1) JC: *Calizas blancas con clypeinas* que afloran en la base y son responsables de la formación de un cantil inferior. 2) C1: *Margas grises y calizas con ammonites* cuya base rellena una superficie paleokárstica. 3) C2: *Areniscas y calcarenitas pardas* de más de 200 m de espesor, responsable del cantil principal de esta vertiente marina; 4) C3: *Margas*

y *calizas arrecifales* de escaso espesor que originan un pequeño entrante en el cantil; 5) C4: *Calizas con rudistas y ostréidos*; y 6) base de C5: *Margas, calizas nodulosas y calcarenitas*, sobre la que se asienta la antena del repetidor de TV.

El carácter resistente de la unidad JC (*calizas blancas con clypeinas*) hace que en este sector el acantilado muestre una morfología de cantil superior(C2)-talud (C1)-cantil inferior (JC). Por otra parte, el cantil inferior desarrolla algunas morfologías curiosas (figura 19).

Parada 6. Punta Bombarda

La extremidad NE de la sierra también aparece cortada por una falla normal con un salto vertical de unos 170 m (Fig. 20). La unidad de *Calizas con rudistas y ostréidos*, sobre la que se asienta el faro, corresponde al bloque hundido mientras que, en el bloque levantado, esta unidad se encuentra a la altura del repetidor de TV.



Figura 23. Panorámica de las dos fallas en ángulo diedro que controlan la morfología de los acantilados de Mascarat (cortesía de Gisbert y Fontana).

Como se puede observar en la Cala de las Minas, esta falla también se encuentra sellada por materiales del *Glacis G4* del Pleistoceno medio, lo que demuestra su inactividad reciente.

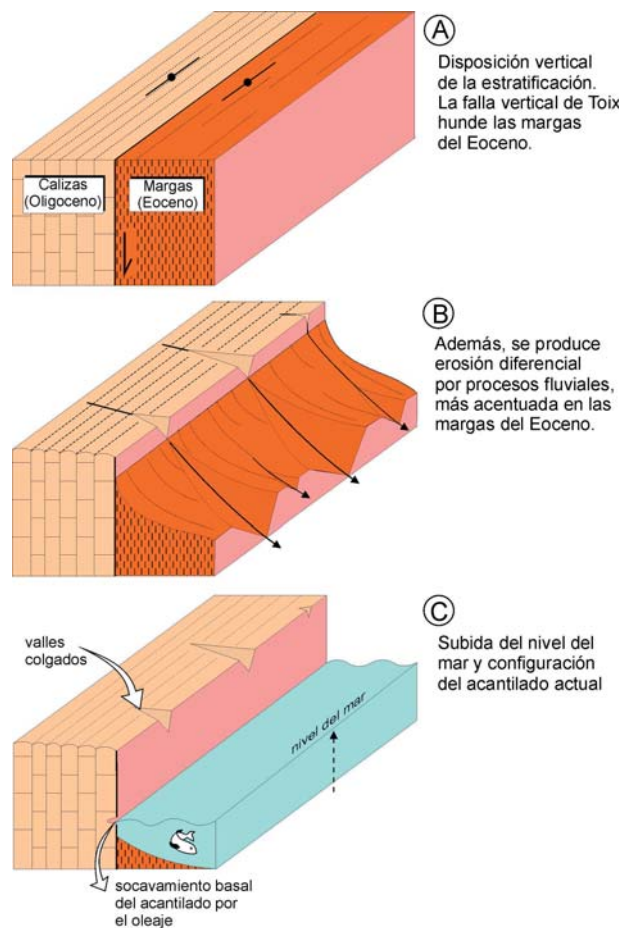
En el margen septentrional de la sierra, y en dirección al Rincón del Albir, es posible observar las dos unidades superiores del Cretácico inferior: *C5 Calizas, calcarenitas y margas* y *C6 Margas y calizas nodulosas*.

Parada 7. Ofitas de Cap Negret-Diapiro de Altea

Desde el barco puede observarse el afloramiento ofítico de coloración negra con tonalidades verdosas que resalta sobre las arcillas rojas del Triásico que lo rodean (Fig. 21).

La depresión circundante que incluye la desembocadura del río Algar forma parte del diapiro de Altea constituyendo un relieve invertido como consecuencia de la erosión diferencial entre las arcillas y yesos triásicos y los materiales calcáreos más resistentes de las sierras del entorno (Serra Gelada, Ponocho y Sierra de Bernia).

Los materiales triásicos pueden observarse a la altura de la punta del Mascarat, cerca del puerto deportivo de Campomanes.



Principales etapas evolutivas en la evolución morfológica de los acantilados costeros del Morro de Toix

Figura 24. Bloque diagrama que muestra el origen del acantilado del Morro de Toix (modificado de Alfaro et al., 1999; esquema realizado por Jesús M. Soria).

Parada 8. Cala del Mascarat y Morro de Toix

La cala del Mascarat se encuentra situada en el entronque de la Sierra de Bernia (al oeste) y el Morro de Toix (al este). El entrante que la forma se ha originado por la erosión diferencial entre los materiales predominantemente margosos del Eoceno y los calizos del Oligoceno que conforman el Morro de Toix.

La Sierra de Bernia cuya estructura anticlinal puede observarse en la figura 6, queda truncada en su terminación oriental por una serie de fracturas de orientación N-S así como por una falla importante de orientación N110E que va a parar justamente a la cala del Mascarat. Los saltos combinados de todas ellas

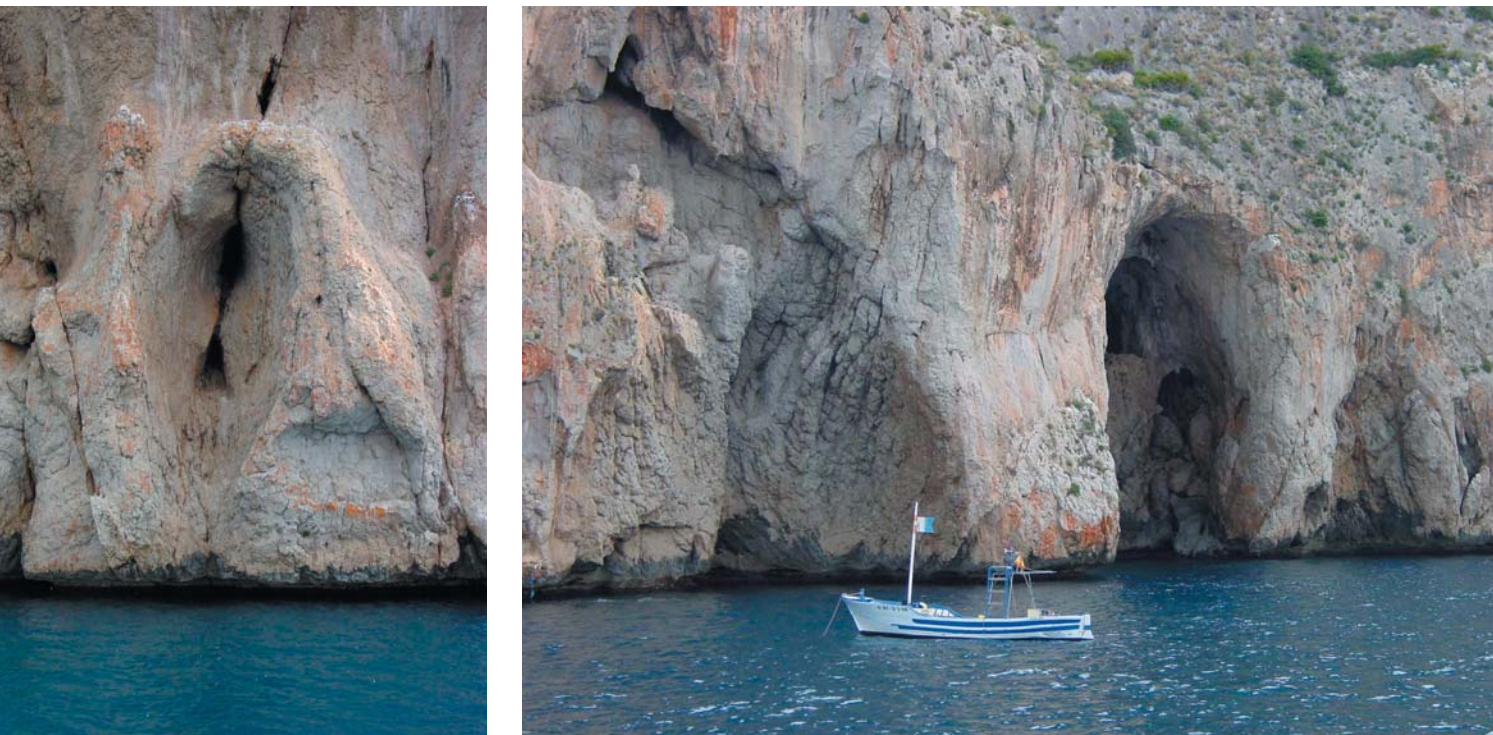


Figura 25. Morfologías resultado de la karstificación del acantilado del Morro de Toix.

provocan el hundimiento de la estructura anticlinal de la sierra en esta zona.

Se trata pues de una zona tectónicamente compleja en donde incluso la influencia del diapiro de Altea queda reflejada en la presencia de un pequeño afloramiento de margas eocenas con suela triásica desplazado sobre las calizas de edad Eoceno Superior-Oligoceno inferior dispuestas verticalmente.

El Morro de Toix constituye la terminación oriental de la Sierra de Bernia. Está formado por estas últimas calizas, las cuales, al introducirse en el mar, dan lugar a espectaculares acantilados.

Estructuralmente representa únicamente el flanco norte del anticlinal de Sierra Bernia con buzamiento vertical ya que el resto de la estructura en esta zona se encuentra hundido.

En esta zona pueden observarse dos acantilados que se cortan de forma casi perpendicular (Fig. 23). El que delimita la cala del Mascarat, de más de 30 metros de altura, presenta una dirección N-S coincidiendo con una falla vertical de la misma dirección. Esta falla forma parte del conjunto de fracturas de la misma dirección

que se citaron anteriormente. Se trata en este caso de una falla de desgarre dextrorsa con desplazamiento horizontal de escala hectométrica. El otro acantilado de dirección N110E también está controlado por la otra gran falla de la misma dirección que a su vez separa las margas eocenas de las calizas del Eoceno superior-Oligoceno. Es posible observar estriaciones verticales y localmente estriaciones horizontales a lo largo del plano de falla que forma la pared vertical. Las estrías verticales han dado lugar a zonas preferentes de disolución originando acanaladuras muy manifiestas en el acantilado.

Además de la actividad de la falla, la resistencia diferencial a la erosión entre calizas y margas, con buzamientos próximos a la superficie de falla, favorece también el desarrollo del acantilado que aprovecha el contacto entre ambas litologías (Fig. 24). Prueba de la efectividad y velocidad de la erosión marina sobre las margas es la desaparición bajo el agua de éstas dejando pequeños barrancos colgados en el pretil del escarpe calcáreo.

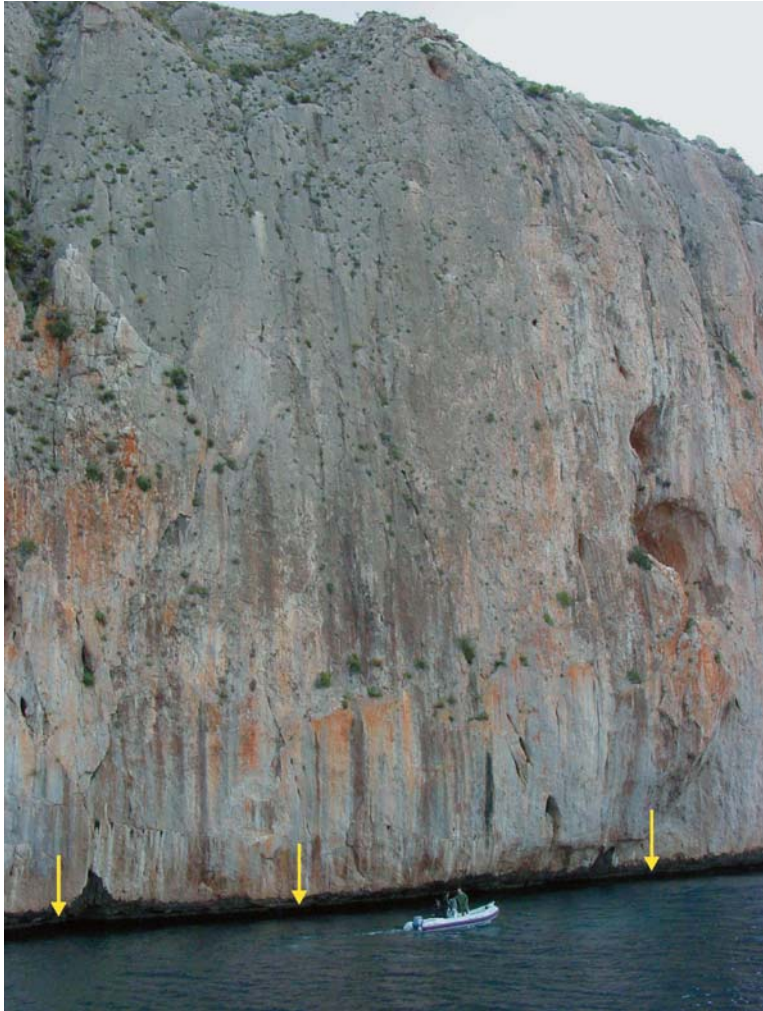


Figura 26. Socavadura basal muy desarrollada (posición indicada con flechas).

Parada 9. Karstificación litoral en el Morro de Toix

La mezcla de agua marina y dulce en ciertas proporciones es capaz de favorecer la karstificación en zonas costeras carbonatadas. En los acantilados del Morro de Toix se aprecian varias manifestaciones kársticas (socavadura basal, cavidades, estalactitas, etc.) (Fig. 25). Algunas de las cavidades exploradas se prolongan varios centenares de metros por distintas galerías sumergidas, superando los setenta metros de profundidad bajo el nivel del mar actual (Cortés *et al.*, 1996). Algunas de ellas se comportan como conductos de circulación preferente de agua que, dependiendo de las condiciones hidrodinámicas del acuífero, pueden drenar agua dulce hacia el mar o introducir agua salada hacia el continente.

La socavadura («notch»), que se sitúa al pie del acantilado del Morro de Toix, alcanza un desarrollo notable de varios metros de profundidad. La agresividad del agua marina y la acción del oleaje produce este socavón en las calizas a la altura del nivel del mar actual (Fig. 26).

Parada 10. Sierra de Oltá

La sierra de Oltá se halla en las cercanías de Calpe ocupando el núcleo del denominado sinclinal de Benissa (Fig. 27).

Su cumbre corresponde a un gran olistolito, es decir a una masa de calizas del Eoceno Superior-Oligoceno

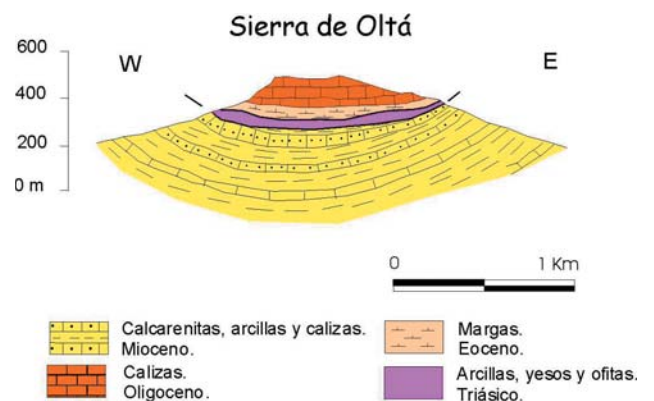


Figura 27. A. Panorámica desde el mar de la Sierra de Oltá. B. Corte geológico de la Sierra de Oltá.

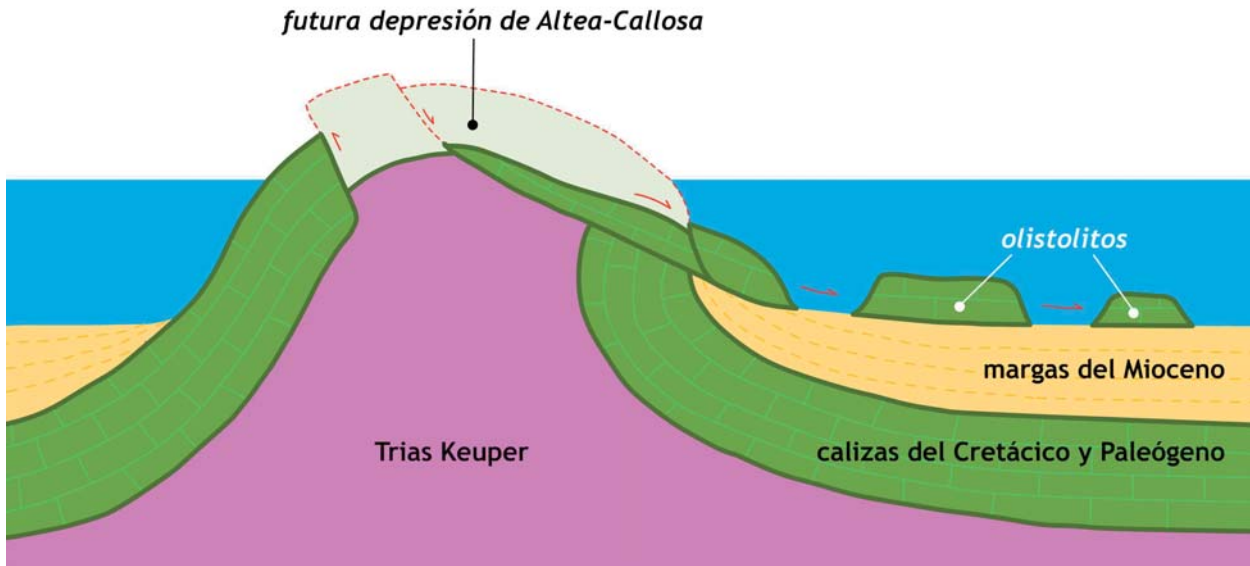


Figura 28. Esquema interpretativo del antiguo diapiro de Altea y la formación asociada de olistolitos.

Inferior y margas eocenas deslizada gravitacionalmente, desde la cúspide de la estructura diapírica de Altea, sobre la cuenca marina miocena (Fig. 28). El resto de la sierra está constituida por depósitos turbidíticos del Mioceno Medio. Ambos conjuntos están separados por una delgada capa de material Triásico que incluye rocas ofíticas, similares a las de Cap Negret.

Desde el punto de vista geomorfológico los materiales miocenos coronados por el olistolito constituyen un buen ejemplo de relieve invertido (no concordante), ya que a pesar de tener una estructura sinforme ocupan un relieve positivo.

Parada 11. Penyal d'Ifac

Constituye un afloramiento de calizas eoceno-oligocenas aisladas del Morro de Toix por razones de carácter tectónico (Fig. 29).

Desde el punto de vista geomorfológico, el Penyal d'Ifac inicialmente formaba un islote próximo a la costa durante el Cuaternario antiguo, el cual quedó unido a tierra firme, probablemente durante el Tirreniense por dos barras arenosas (ahora areniscas cementadas), dando origen así a un ejemplo típico de tómbolo (Fig. 30). En éste se han desarrollado las playas de La Enseñada al sur y la playa de La Fossa al norte, así como una pequeña laguna litoral conocida como El Saladar por su antigua utilización como salina. Estos depósitos

de edad Tirreniense están cubiertos actualmente por sedimentos arenosos actuales.

Estructuralmente formaría parte del flanco sudeste del sinclinal de Benissa que en este punto se encuentra volcado hacia el noroeste (Fig. 31).

En esta parada se han seleccionado tres puntos de observación.

El primero, situado en la bahía desarrollada al SW del Penyal, permite comprobar como las calizas oligocenas se disponen en posición invertida sobre las margas del Mioceno Inferior-Medio (Fig. 32). Tanto el contacto entre ambas unidades, que da lugar a una fuerte ruptura de pendiente, como las margas miocenas se encuentran recubiertos por depósitos coluviales que incluyen grandes bloques caídos del escarpe calizo. No obstante, los materiales miocenos pueden observarse en la base del talud gracias a la excavación realizada para hacer el paseo marítimo.

El segundo punto se sitúa en el extremo SE del Penyal donde se observa la disposición vertical o ligeramente invertida de los estratos oligocenos que, además, muestran ligeros replegamientos (Fig. 33).

Por último, en la bahía al norte del Penyal se puede observar el flanco invertido del sinclinal de Benisa. La superficie de separación entre las calizas y las margas corresponde a un «hard ground» tectónicamente retocado por el cabalgamiento de los materiales oligocenos sobre los miocenos (Fig. 34).

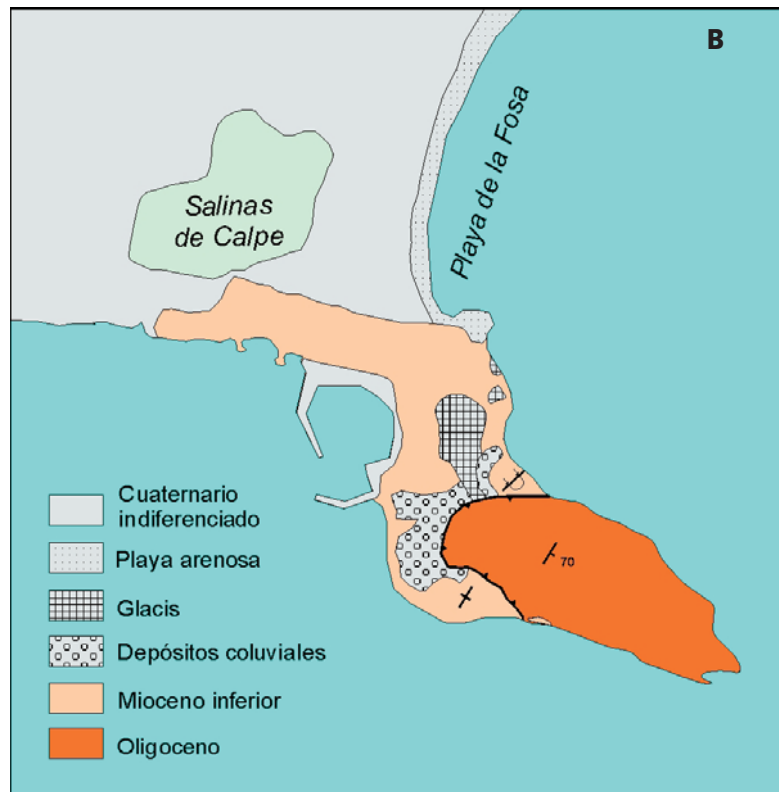


Figura 29. A. Fotografía aérea del Penyal d'Ifac. B. Mapa geológico esquemático.

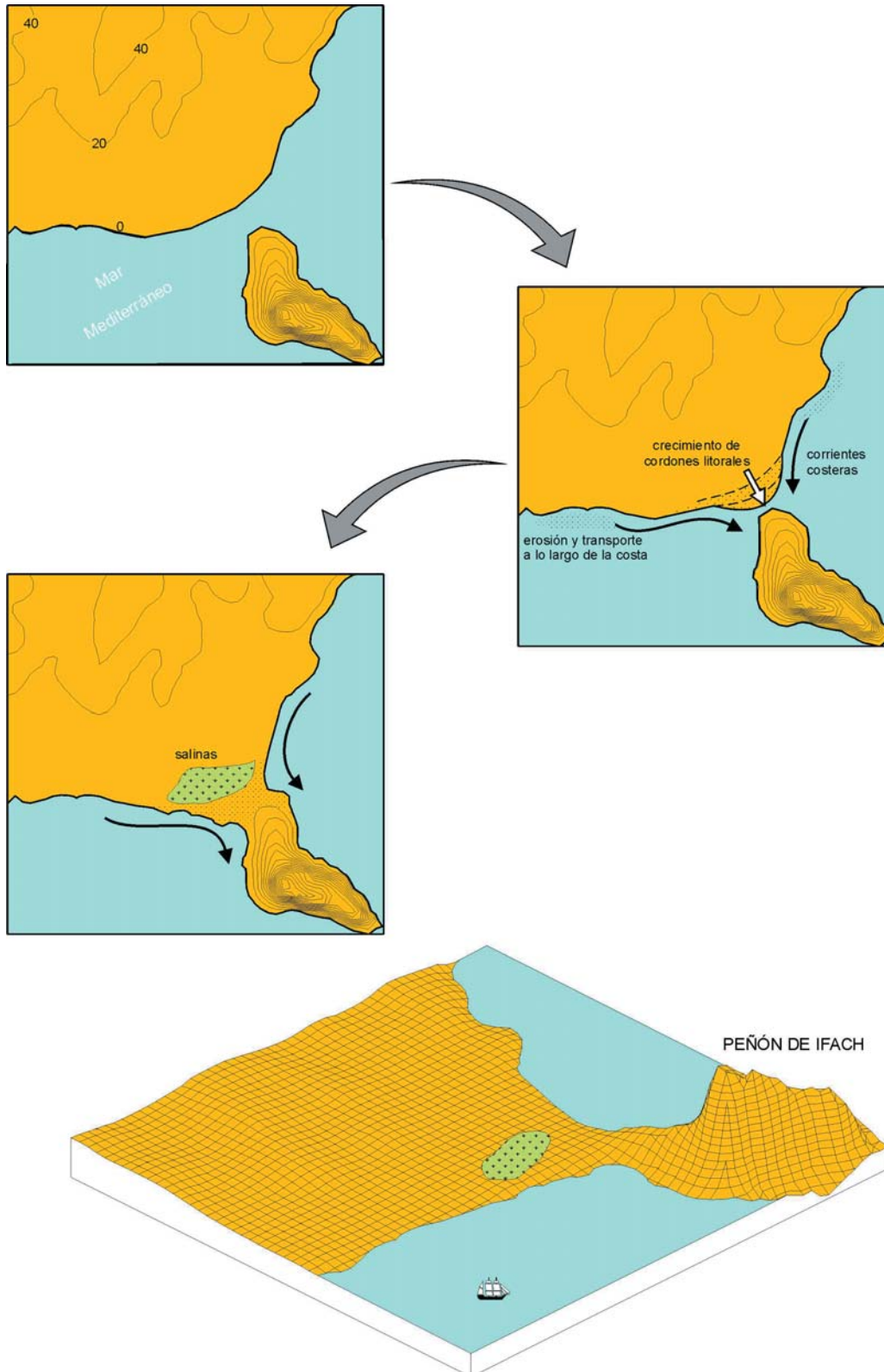


Figura 30. Evolución del Peñal d'Ifac durante el Cuaternario (modificado de Alfaro et al., 1999; esquema realizado por J.M. Soria).

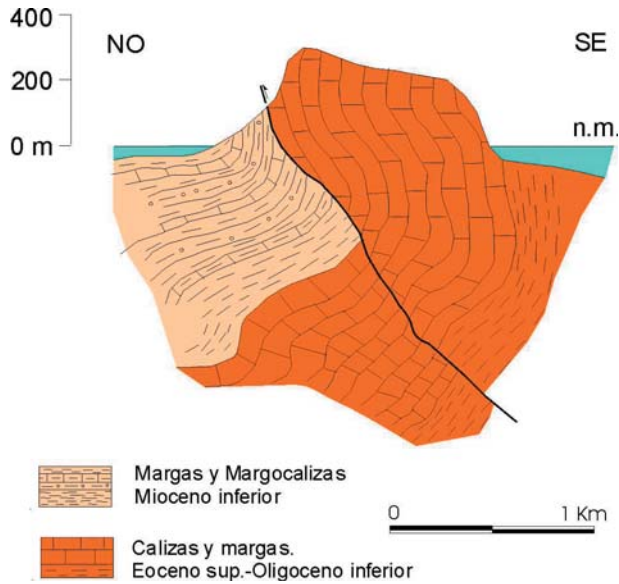


Figura 31. Corte geológico del Penyal d'Ifac.



Figura 33. Buzamientos subverticales de las calizas oligocenas en el extremo oriental del Penyal d'Ifac.



Figura 32. Panorámica de las calizas eoceno-oligocenas que se apoyan sobre las margas miocenas. El cabalgamiento está cubierto por depósitos coluviales resultado de los desprendimientos rocosos.

5. ACTIVIDADES Y MATERIALES DIDÁCTICOS SUGERIDOS

Como material didáctico complementario se recomienda la utilización de tres itinerarios publicados que discurren por la costa pero por tierra firme. El primero de ellos es el libro «Itinerario Geológico por la Serra Gelada», que figura en este mismo volumen. Los otros dos, «La Serra Gelada» y «Altea-Mascarat» figuran en el libro «Itinerarios Geológicos por la Provincia de Alicante para su Utilización en Bachillerato» publicado en 2004 por la Universidad de Alicante.

Para realizar itinerarios en barco por el litoral septentrional de la provincia de Alicante se puede contactar

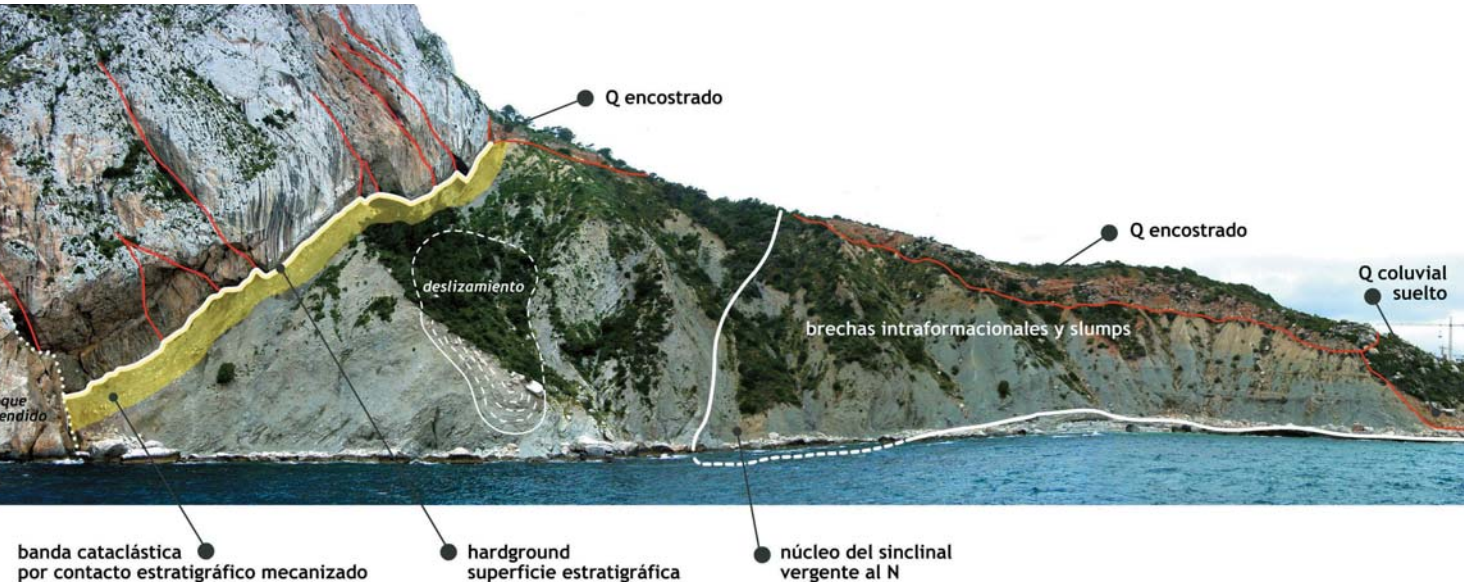


Figura 34. Sinclinal tumbado en las margas miocenas que están cabalgadas por las calizas oligocenas.

con varias empresas turísticas. EXCURSIONES MARÍTIMAS BENIDORM, con sede en Benidorm (Teléfono de reservas: 965 85 00 52 / www.excursionesmaritmasbenidorm.com) realiza el itinerario entre Benidorm y el Peñón de Ifach, además de otros itinerarios a Villajoyosa, Altea y la Isla de Benidorm. La empresa MUNDO MARINO, con sede en Denia, (Teléfono de reservas: 966423066 / www.mundomarino.es) realiza itinerarios entre Altea, Calpe, Javea y Denia. Especialmente recomendable por su interés geológico es el itinerario que esta empresa realiza entre Punta de Moraira y Cabo de San Antonio. Para grupos reducidos, o para la preparación de los itinerarios, la empresa CHARTER NÁUTICA BENIDORM, S.L., dispone de un pequeño barco (ATON) de 12 plazas (Teléfono de reservas: 608076124 / Javier y Begoña).

Otro posible itinerario litoral de gran interés es el que discurre entre Moraira y el Cabo de San Antonio.

BIBLIOGRAFÍA

Alfaro, P., Andreu, J.M., Estévez, A., López Arcos, M., Soria, J.M., Yébenes, A., Castro, J.M., González Fernández, J., González Herrero, M., López Gómez, F.J. y López Martín, J.A. (1999). Itinerario Geológico

Litoral entre Benidorm y Calpe. Universidad de Alicante, 31 p.

Cabanilles, A.J. (1797). Observaciones sobre la historia natural, geografía, población y frutos del Reyno de Valencia por Antonio Josef Cabanilles. Madrid, Imprenta Real. Vol. II.

Castro, J.M. (1998). Las plataformas del Valanginiense superior – Albiense superior en el Prebético de Alicante. Tesis Doctoral. Universidad de Jaén, 464 p.

De Ruig, M. (1992): Tectono-Sedimentary Evolution of the Prebetic Fold Belt of Alicante (SE Spain). Doctoral Thesis. Vrije Universiteit, Amsterdam, 207 p.

Fumanal, M.P. y Yébenes, A. (1996). Los depósitos cuaternarios de les Penyes de l'Albir en el contexto sedimentario litoral valenciano. Cuadernos de Geografía de la Universidad de Valencia, 60, 259-294.

Granier, B. (1987). Le Crétacé inférieur de la Costa Blanca entre Busot et Altea (Alicante, Espagne): Biostratigraphie, Sédimentologie, Evolution Tectono-Sédimentaire. Thèse Doctorat d'État, Univ. Paris VI, 281 p.

López Casado, C., Estévez, A., Pina, J.A. y Sanz de Galdeano, C. (1987). Alineaciones sismotectónicas en el sudeste de España. Ensayo de delimitación de fuentes sísmicas. Mediterránea Servicio Geológico, 6, 5-38.



Yébenes, A. (1996): Estratigrafía y estructura de la Serra Gelada. Cuadernos de Geografía de la Universidad de Valencia, 60, 201-222.

Yébenes, A., Estévez, A., López-Arcos, M. y Alfaro, P. (2000). Itinerario Geológico Litoral entre Benidorm

y Calpe. En: Cañaveras, J.C., García del Cura, M.A. y Meléndez, A. (Eds.), Itinerarios Geológicos por la Provincia de Alicante y Limitrofes. 59-73, Diputación Provincial de Alicante.

geología 08

Alicante

**Serra Gelada desde el mar
5 de Octubre**



PRESENTACIÓN



2

Geolodía surge de una iniciativa aragonesa nacida en el año 2005 que desde entonces ha ido celebrándose anualmente en distintas localidades de la provincia de Teruel. Su espíritu es acercar la Geología al ciudadano, a la Sociedad, y hacerlo en el marco donde aquella alcanza su mejor expresión, en el campo, en contacto directo con la Naturaleza. Gracias al apoyo y al ánimo de los impulsores de esta idea, José Luis Simón, de la Universidad de Zaragoza, y Luis Alcalá, de la Fundación Dinópolis, presentamos el primer **Geolodía** alicantino. Hemos pensado que este año 2008, declarado por la UNESCO *Año Internacional del Planeta Tierra*, es

una magnífica ocasión para llevar a cabo este evento. Queremos aprovechar este “cumpleaños” para compartir con los alicantinos el placer intelectual de comprender cómo y cuándo se formó Serra Gelada, sus rocas, sus acantilados, sus dunas fósiles, ... Queremos disfrutar del magnífico patrimonio geológico de este espacio natural que lo convierte en un lugar de una gran potencialidad didáctica. Esperamos y deseamos que éste sea el inicio de una larga serie de ediciones de **Geolodía** que muestren a los alicantinos el gran patrimonio geológico que tienen a su alcance. Pensamos que sólo así, desde el conocimiento, desde la educación, desde la cultura, podremos entre todos poner en valor este patrimonio. Debemos defender, proteger y conservar nuestro patrimonio cultural, entre el que está lógicamente el patrimonio geológico, por muchas razones pero sobre todo por una, por justicia con las futuras generaciones y con el Planeta del que formamos parte.

Este **Geolodía Alicante 08** ofrece a los participantes dos itinerarios muy

figura 1 - Panorámica de la costa acantilada de la Serra Gelada (cortesía del Diario Información)

interesantes desde un punto de vista geológico, didáctico y paisajístico. El primero de los itinerarios es un recorrido en barco entre Altea y Benidorm que permite contemplar imponentes acantilados de algo más de 400 m de altura (figura 1). El segundo es un recorrido de aproximadamente 3 km que discurre entre la playa y el faro del Albir. Ambos itinerarios se complementan y destacan por combinar notablemente tres elementos de interés: el científico, el didáctico y el paisajístico.

Para celebrar este **Geolodía** se ha editado un folleto de cada uno de los itinerarios. Esperamos y deseamos que estos textos y sus ilustraciones, junto a las explicaciones de los monitores, sirvan para acercar la Geología a los alicantinos y visitantes de nuestro rico entorno natural.

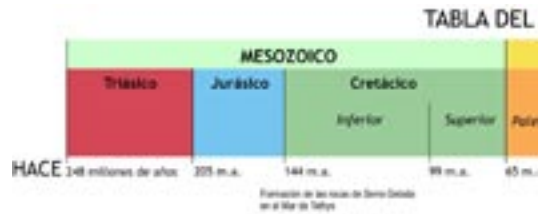
Los monitores del **Geolodía**

El Parque Natural de La Serra Gelada (fig.1) y su entorno litoral es uno de los más singulares de la Comunidad Valenciana al ser el primer parque marítimo-terrestre de esta comunidad. Este espacio natural protegido fue declarado Parque Natural en el año 2005 y su *Plan de Ordenación de los Recursos Naturales* fue aprobado el 11 de marzo del mismo año. Cuenta con una superficie total protegida de 5564 hectáreas, de las que 4920 corresponden al medio marino. El Parque se ubica dentro de los municipios de Altea, l'Alfàs del Pi y Benidorm. En sus aguas se encuentran algunas de las zonas submarinas más interesantes y sorprendentes de todo el Mediterráneo peninsular, destacando las extensas praderas de *Posidonia oceanica* conocidas localmente como *Alguers*, así como fondos rocosos como los de *La Llosa* con una excepcional diversidad biológica. Esta pequeña pero abrupta sierra, que separa las bahías de Altea y Benidorm, también destaca por su geodiversidad. Tanto desde tierra como desde el mar la Serra Gelada ofrece al visitante huellas sobre la historia geológica de nuestro Planeta durante los últimos 150 millones de años.

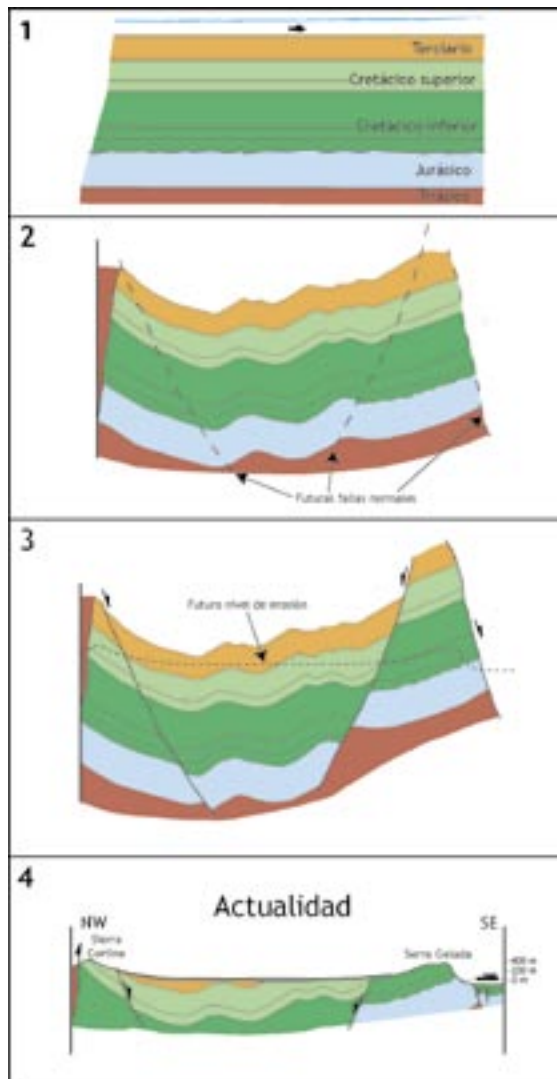


LA HISTORIA GEOLÓGICA DE SERRA GELADA, una historia que comenzó hace 150 millones de años

La historia geológica de Serra Gelada comenzó hace aproximadamente 150 millones de años y desde entonces se prolonga hasta nuestros días. Para comprender cómo se ha formado la sierra hemos querido resaltar cuatro *momentos* importantes (figura 3):



4



SEDIMENTACIÓN

PLEGAMIENTO

FRACTURACIÓN

EROSIÓN

figura 3 - Esquema sobre la historia geológica de Serra Gelada

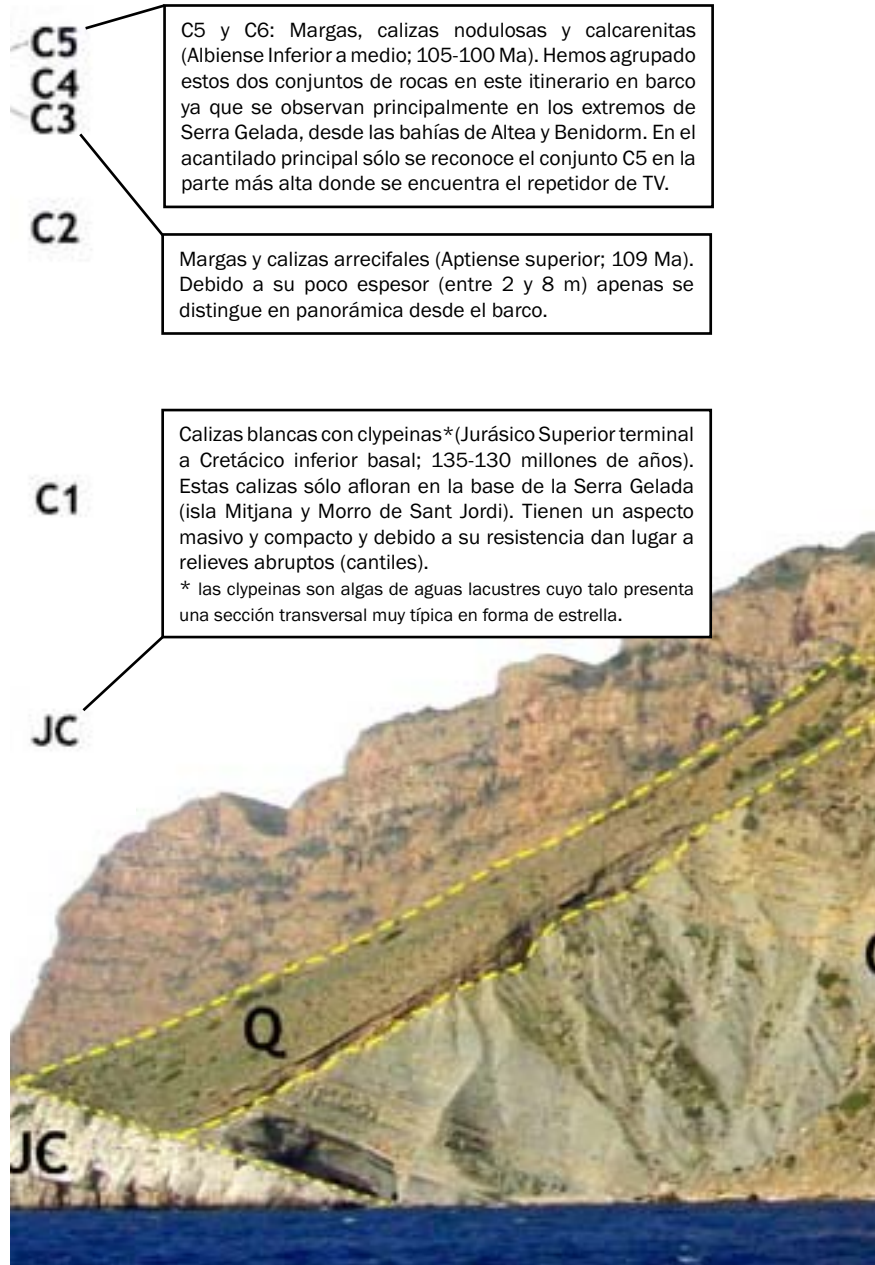
TIEMPO GEOLÓGICO

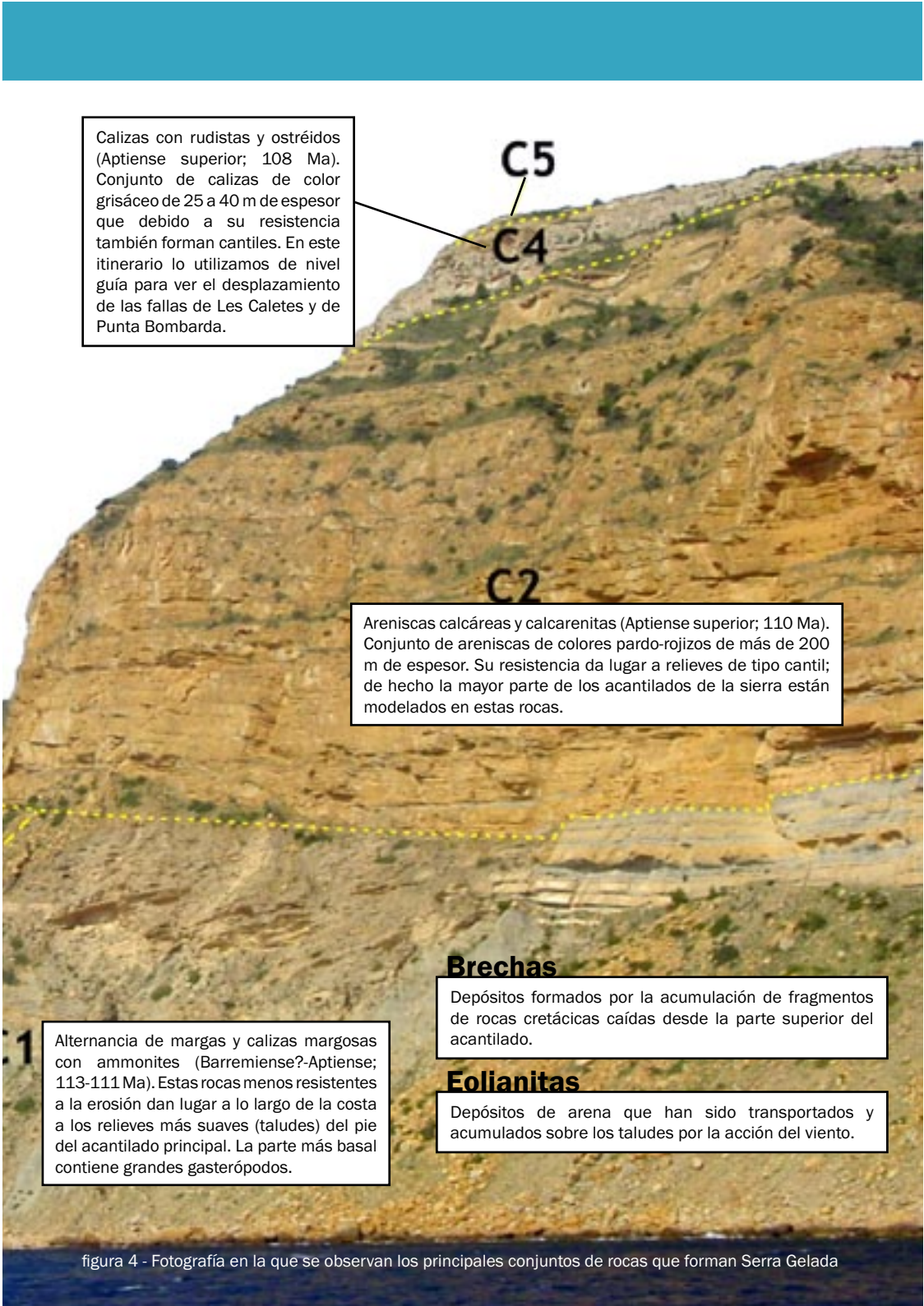


figura 2 - Límite de placas entre África, Eurasia y Alborán. El choque de las placas Africana y Euroasiática, con la pequeña placa de Alborán en medio causó la formación de la Cordillera Bética en el sur de la Península Ibérica

- Hace unos 150 millones de años (la edad de las rocas más antiguas de la sierra, que se observarán en el itinerario en barco) comenzaron a depositarse sedimentos (arenas y lodos calcáreos) que formaron capas horizontales en el fondo de la parte poco profunda de un mar hoy desaparecido, *el mar de Tethys*. En el itinerario terrestre se podrán observar y tocar rocas algo más jóvenes cuya edad está comprendida “sólo” entre 110 y 100 millones de años.
- Hace aproximadamente 70 millones de años África comenzó a desplazarse hacia el Norte y en un momento dado comenzó a colisionar con Eurasia, de la que Iberia constituía su extremo suroccidental. Este choque de placas provocó el plegamiento y fracturación de las rocas que dieron lugar a varias cadenas de montañas (Alpes, Pirineos, Cordillera Bética, ...). En Serra Gelada este choque de placas provocó durante el Mioceno (hace aproximadamente entre 20 y 10 millones de años) el plegamiento de sus rocas (por eso no las vemos horizontales, tal como se depositaron, sino inclinadas aproximadamente 25° hacia el Noroeste), así como su emersión.
- Hacia el final del plegamiento las rocas de Serra Gelada sufrieron extensión (estiramiento) que provocó la aparición de fallas normales que comenzaron a hundir bloques de rocas provocando un relieve escalonado. La mayor parte de Serra Gelada constituye el peldaño superior de esta escalera de bloques de roca. En los extremos de la sierra (Punta de les Caletes y Punta Bombarda) se observan otros dos escalones más bajos, pero la mayoría están sumergidos y cubiertos por las aguas del Mar Mediterráneo. Son estos escalones, formados durante el Mioceno Superior y el Plioceno Inferior (entre unos 10 y unos 4 millones de años), los que han provocado la morfología actual de Serra Gelada, sus terminaciones en las Puntas de les Caletes y Bombarda, y también sus impresionantes acantilados.
- Desde que se formó el relieve escalonado de Serra Gelada, el agua se ha encargado de esculpir y de modelar las rocas, haciendo disminuir la altura y extensión de la sierra, hasta adquirir las dimensiones y morfología actuales. Es un proceso muy lento pero constante, sin interrupciones. En la fachada marina es el agua del mar la que se encarga de erosionar las rocas, haciendo retroceder poco a poco los acantilados. En su ladera noroeste, la que da a tierra, ha sido el agua de lluvia, el agua de escorrentía, la que poco a poco ha ido erosionando las rocas y ha ido excavando pequeños barrancos.

el itinerario litoral de Serra Gelada se observan en panorámica varios rocas que hemos numerado de más antiguo a más moderno como JC, C1, C2, C3, C4, C5, C6, Brechas y Eolianitas (figura 4). A continuación se describen estas rocas de las que se puede encontrar información detallada en el folleto río del itinerario del Albir.





Calizas con rudistas y ostréidos (Aptiense superior; 108 Ma). Conjunto de calizas de color grisáceo de 25 a 40 m de espesor que debido a su resistencia también forman cantiles. En este itinerario lo utilizamos de nivel guía para ver el desplazamiento de las fallas de Les Caletes y de Punta Bombarda.

C5

C4

C2

Areniscas calcáreas y calcarenitas (Aptiense superior; 110 Ma). Conjunto de areniscas de colores pardo-rojizos de más de 200 m de espesor. Su resistencia da lugar a relieves de tipo cantil; de hecho la mayor parte de los acantilados de la sierra están modelados en estas rocas.

1 Alternancia de margas y calizas margosas con ammonites (Barremiense?-Aptiense; 113-111 Ma). Estas rocas menos resistentes a la erosión dan lugar a lo largo de la costa a los relieves más suaves (taludes) del pie del acantilado principal. La parte más basal contiene grandes gasterópodos.

Brechas

Depósitos formados por la acumulación de fragmentos de rocas cretácicas caídas desde la parte superior del acantilado.

Eolianitas

Depósitos de arena que han sido transportados y acumulados sobre los taludes por la acción del viento.

figura 4 - Fotografía en la que se observan los principales conjuntos de rocas que forman Serra Gelada

EL ITINERARIO

Longitud

13 millas náuticas (ida y vuelta)

Duración

Aproximadamente 1:30 h (ida y vuelta). La ruta se inicia en el puerto de Altea y desde aquí el barco se dirige a la Punta del Cavall situada en Benidorm, en el extremo S de la Serra Gelada. Aquí, en sentido contrario, se inicia el itinerario que recorre los acantilados de Serra Gelada.

Itinerario

A lo largo del recorrido se han seleccionado seis puntos de observación que destacan por diferentes motivos (figura 5).

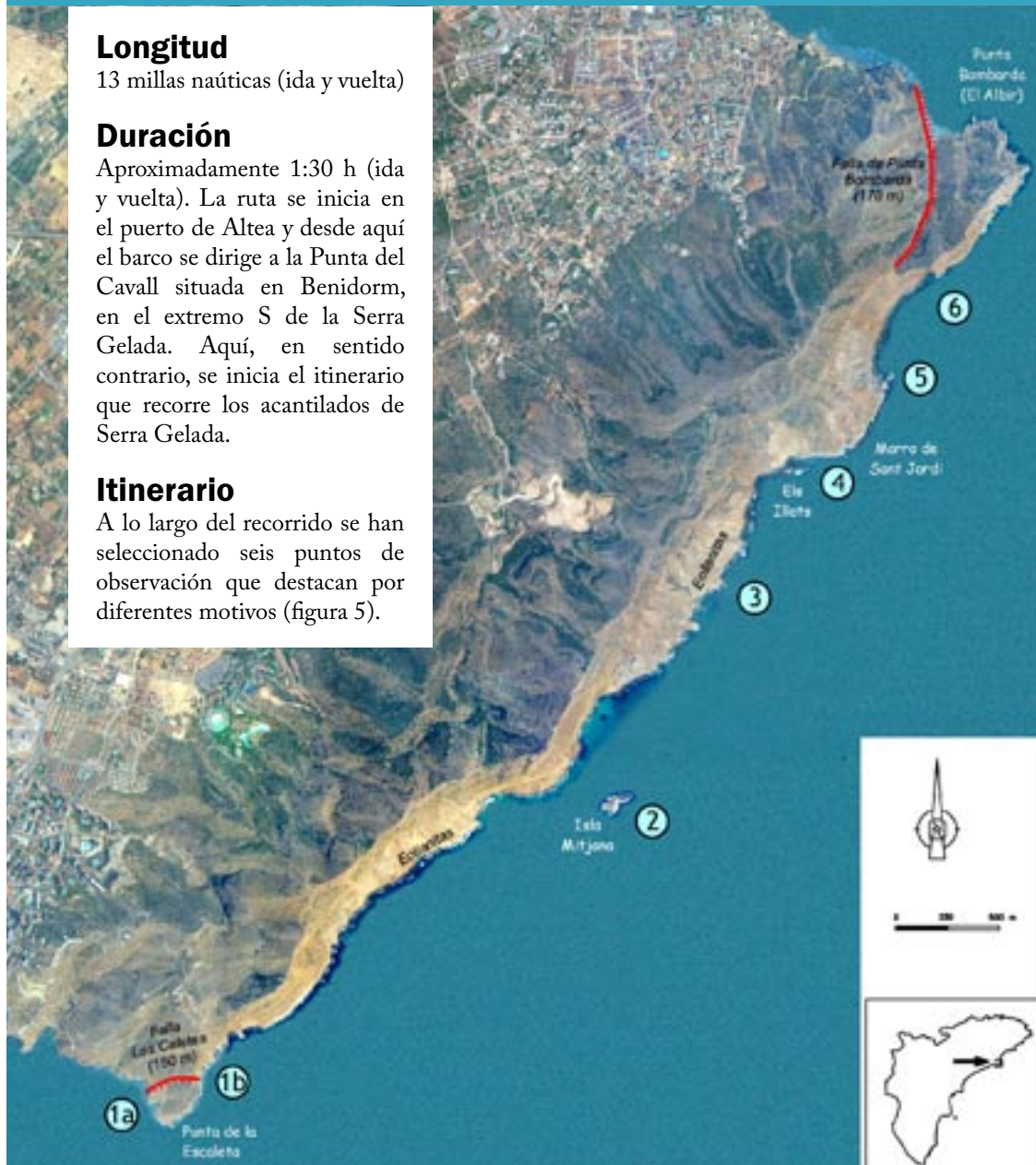


figura 5 - Foto aérea de Serra Gelada con la situación de las seis paradas del itinerario en barco

LA LEYENDA DEL CABALLERO ROLDÁN Y LA DONCELLA ALDA

Si dirigimos la mirada hacia el continente podemos contemplar la imponente mole del **Puig Campana**, de 1410 m de altura, con su curiosa hendidura. Si ahora miramos en sentido opuesto veremos el **islote de Benidorm**, de tamaño similar al de la hendidura.

Cuenta la leyenda que el **caballero Roldán** cayó locamente enamorado de **Alda** (figura 6), una joven doncella de Finestrat. Vivieron intensamente su amor pero, un día, ella cayó gravemente enferma. Roldán, preocupado, trepó a lo alto del Puig Campana en busca de un mago que habitaba en las cumbres para consultarle. Las palabras del mago fueron desoladoras: *Alda morirá hoy, cuando el último rayo de sol alumbre esta tierra.*

Desesperado, Roldán, en un intento por retrasar el ocultamiento del sol y así prolongar por unos momentos la vida de su amada, desenvainó su famosa espada Durandarte y partió de un tajo el peñasco que fue a parar al mar, donde hoy podemos ver el islote de Benidorm (figura 7).

El naturalista valenciano Cabanilles escribió en 1797: *Casi al sur de Benidorm y como a media legua de distancia está el Islote... Tal vez la Sierra Helada llegó en otro tiempo hasta el Islote, unido entonces con el continente por medio de cerros ahora destruidos.*

Desafortunadamente para los románticos, Cabanilles tenía razón: el islote de Benidorm tiene la misma disposición estructural y las mismas rocas de edad cretácica que la Serra Gelada, mientras que las rocas del Puig Campana son diferentes y se formaron durante el Jurásico.



9

figura 6 - Representación alegórica de la leyenda sobre el origen del Islote de Benidorm



figura 7 - Vista desde el barco del Islote de Benidorm

En la formación de los acantilados de Serra Gelada ha jugado un papel fundamental el movimiento de fallas. Una falla es una fractura que afecta a un macizo rocoso y provoca el desplazamiento relativo de los dos bloques que separa. Tanto la fachada marina, correspondiente al acantilado principal, como los acantilados laterales menores que delimitan la sierra por el norte y el sur, deben su origen a la acción combinada de las fallas y la erosión marina.

En este punto podemos observar la falla normal de Les Caletes, con un salto vertical de unos 150 m (figura 8). El bloque sur hundido (donde se encuentra la Torre de Seguró) constituido por materiales de la unidad C4, entra en contacto con la base de la unidad C2. Obsérvese el cambio brusco de color de las rocas a un lado y otro de la fractura. Esta es una de las fallas responsables del hundimiento del macizo que junto a otras fallas similares hundieron estas rocas bajo las aguas y desconectaron Serra Gelada del islote de Benidorm.

10

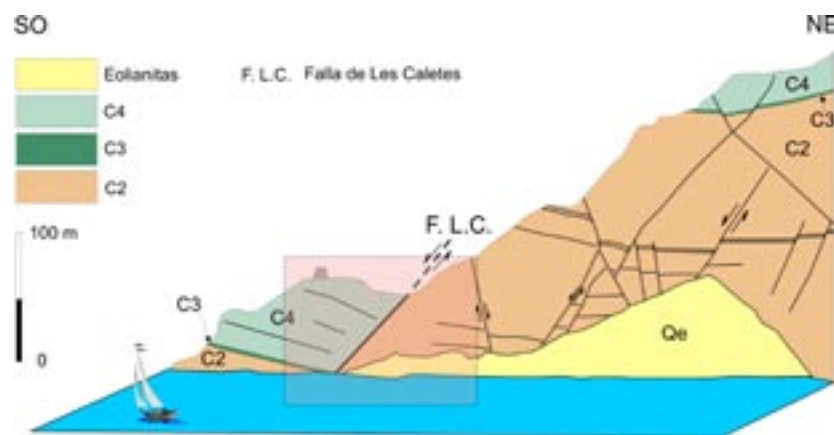


figura 8 - Esquema de la Falla de la punta de les Caletes. En la fotografía inferior se observa un detalle de la misma en el acantilado situado bajo la Torre de Seguró



2

ISLA MITJANA, TESTIGO DE LOS PALEOCANTILADOS DE SERRA GELADA HACE 8 MILLONES DE AÑOS

La isla representa un resto superviviente, aún no totalmente erosionado por las aguas, del paleoacantilado original y marca muy probablemente su posición en este sector. La distancia entre la isla y el acantilado actual proporciona una estimación aproximada del retroceso erosivo experimentado por el acantilado en este sector desde el momento de su formación (figura 9), hace unos 8 millones de años, hasta el Pleistoceno Medio (hace unos 200000 años) en que adquiere su posición actual.

Los sedimentos, al irse enterrando progresivamente por el depósito de nuevas capas, se compactan y endurecen convirtiéndose en rocas sedimentarias. De esta manera, la arena se transforma en arenisca, el lodo calcáreo en calizas y margas, etc. Durante este cambio, conocido por los geólogos como **diagénesis**, el sedimento original pierde porosidad, se compacta y, en ocasiones, en sus poros precipitan sustancias disueltas en los fluidos intersticiales. Todo ello provoca un endurecimiento del material hasta convertirlo en roca. Los restos más resistentes de los organismos que poblaban el fondo del mar terminan convirtiéndose en **fósiles**.



figura 9 -Foto de la isla y el acantilado en la que se muestra esquemáticamente el retroceso del acantilado como resultado de la erosión.

Los taludes de la base del frente acantilado se encuentran cubiertos por importantes acumulaciones de arenas algo cementadas cuyo volumen se aproxima a los 16 millones de m³. Estos materiales arenosos fueron transportados y acumulados por la acción del viento.

Es posible distinguir cinco edificios de dunas eólicas superpuestas, pero el de mayor importancia volumétrica es el constituido por eolianitas blancas, que se formó hace unos 80000 años. Los depósitos de dunas se caracterizan por la

presencia de espectaculares laminaciones cruzadas (figura 10).

Las acumulaciones eólicas de Serra Gelada son muy peculiares porque están constituidas por un tipo especial de dunas, las denominadas dunas trepadoras, capaces de ascender por pendientes tan elevadas como la del talud de la sierra. Los afloramientos de dunas fósiles trepadoras de Serra Gelada se encuentran entre los más importantes del mundo, tanto por su volumen como por la altura que alcanzan (más de 200 m sobre el nivel del mar).

12



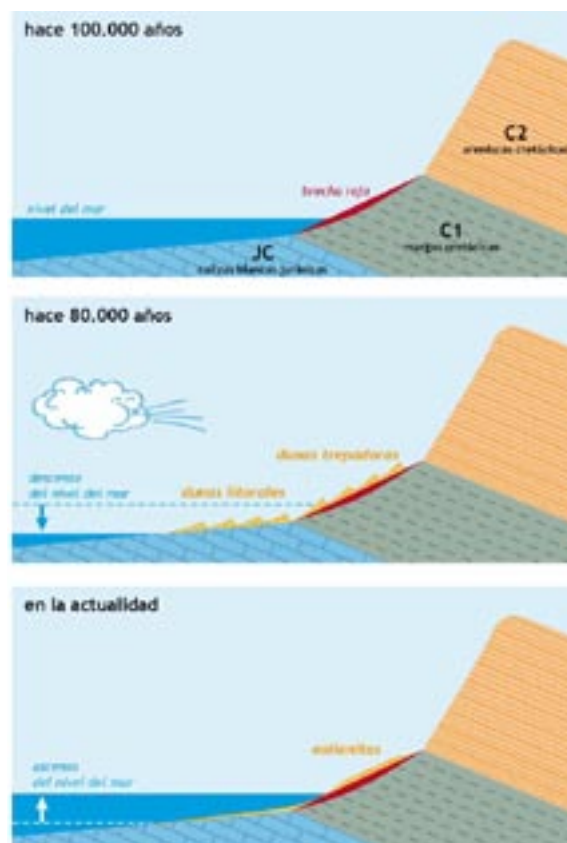
figura 10 - Eolianitas
A. Panorámica general de los afloramientos; nótese la gran altitud que llegan a alcanzar (más de 200 m sobre el nivel del mar actual).

B. Detalle de la laminación cruzada planar y en artesa.

Para que se puedan formar dunas se necesitan dos condiciones fundamentales: arena suelta (y seca) y viento. Hoy en día, es posible que puedan existir vientos suficientes en la zona, pero lo que no hay es una fuente de arena. Por consiguiente, es imposible que en las condiciones actuales se hayan podido formar estas dunas trepadoras. Gran parte de las eolianitas de Serra Gelada se formaron hace 80000 años en condiciones muy diferentes a las actuales (figura 11). En aquellos momentos se inició un descenso de temperaturas en el planeta, lo que se denomina un periodo glaciario. El frío hizo que una parte de las aguas marinas se acumulara en forma de hielo sobre los continentes. Como consecuencia, el nivel del océano global descendió y dejó “al aire” grandes extensiones de la plataforma continental, antes ocupada por las aguas y sobre la que previamente se habían depositado importantes cantidades de arenas submarinas litorales. Los vientos movilizaron la arena, ahora seca, y originaron dunas que se fueron trasladando sobre la antigua plataforma hasta alcanzar el pie de la Serra Gelada. Una vez allí, fuertes vientos forzaron el ascenso de las dunas por el talud del acantilado.

El posterior aumento planetario de temperaturas provocó la fusión de los hielos y el consiguiente ascenso del nivel del mar, que no tardó en alcanzar su posición actual. De hecho, Els Illots están constituidos por eolianitas blancas parcialmente destruidas por la erosión marina reciente.

En el talud del acantilado es posible observar también fragmentos de rocas cretácicas desprendidos del acantilado que se acumularon sobre el talud antes de la formación de las eolianitas. Estas rocas de color rojizo constituidas por fragmentos angulosos de roca reciben el nombre de brechas.



13

figura 11 - Esquema sobre el origen de las eolianitas

Es un lugar idóneo para observar la sucesión estratigráfica, casi completa, de la Serra Gelada. En la base se puede observar la unidad JC de calizas blancas del Jurásico. Aplicando el principio de superposición de los estratos, que afirma que las capas más bajas son más antiguas que las que están por encima, sin olvidar por otra parte su contenido fósil se puede concluir que estas calizas blancas son las rocas más antiguas de la Serra Gelada.

El carácter resistente de esta unidad hace que, sobre ella, la erosión haya desarrollado algunas morfologías curiosas (figura 12). Además, en los sectores en los que aflora la unidad jurásica, el acantilado de la sierra desarrolla una morfología compleja con dos cantiles (correspondientes a las unidades resistentes JC y C2) separados por un talud desarrollado sobre las rocas blandas de la unidad C1.


14



figura 12 - La "Cara del Elefante" modelada en la unidad JC de calizas blancas con clypeinas

La extremidad NE de la sierra también aparece cortada por una falla normal con un salto vertical de unos 170 m (figura 13). Es la misma falla que se estudia en el recorrido realizado a lo largo de la carretera al faro de El Albir (Parada 6).

Se puede observar cómo la unidad de Calizas con rudistas y ostréidos, sobre la que se asienta el faro, corresponde al bloque hundido mientras que el repetidor de TV se encuentra sobre la misma unidad pero en el bloque levantado.



Serra Gelada forma parte de la Cordillera Bética, una cadena de montañas que se ha formado (y sigue haciéndolo en la actualidad) por el choque entre las placas Euroasiática y Africana (figura 2). Estas placas, que en la actualidad se aproximan a una velocidad de entre 4 y 5 milímetros por año, plegaron y fracturaron las rocas situadas entre ellas. Así surgieron Sierra Nevada, las sierras de Cazorla, Segura y las Villas, las sierras de Aitana, Mariola, Bernia, Serrella, Maigmó y muchas otras. Todas estas montañas que se extienden desde Cádiz hasta las Islas Baleares se agrupan en un conjunto geológico conocido como **Cordillera Bética**.

1!





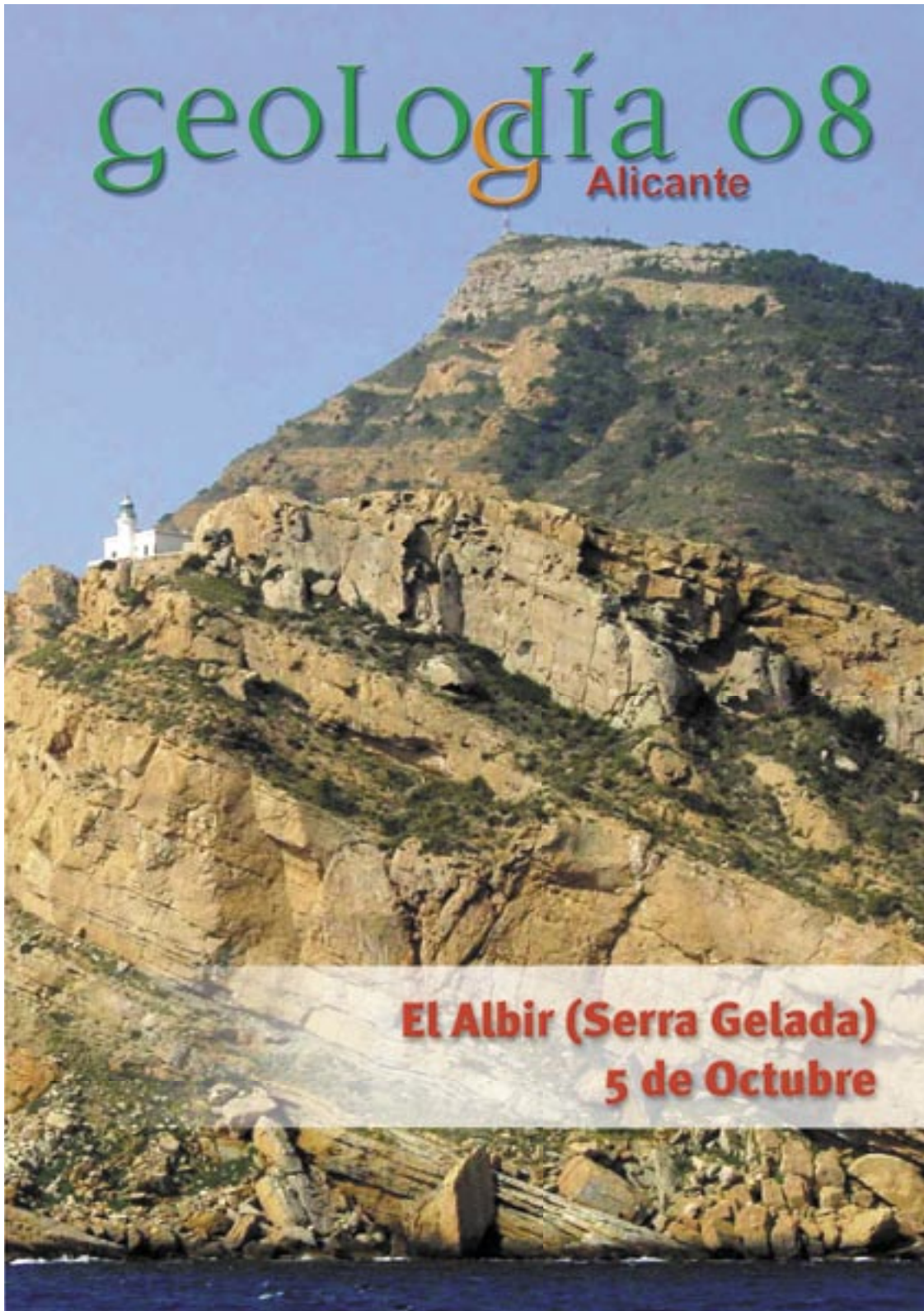
Geología 08



Autores (por orden alfabético) y monitores del Geología Alicante 08: Pedro Alfaro, José Miguel Andreu, José Francisco Baeza, Juan Carlos Cañaveras, Jesús E. Caracul, Hugo Corbí, Antonio Estévez, Carlos Lancis, Iván Martín Rojas, José Antonio Pina, Eduardo Quesada, Jesús M. Soria y Alfonso Yébenes.
Parc Natural de Serra Gelada: Eduardo Minguez (Director-Conservador), José Santamaría, Fran Lucha, Silvia Mollá y Rebeca Velasco.
Gráficos: Enrique López Aparicio.
ISBN:

geología 08

Alicante



El Albir (Serra Gelada)
5 de Octubre

PRESENTACIÓN



2

Geolodía surge de una iniciativa aragonesa nacida en el año 2005 que desde entonces ha ido celebrándose anualmente en distintas localidades de la provincia de Teruel. Su espíritu es acercar la Geología al ciudadano, a la Sociedad, y hacerlo en el marco donde aquella alcanza su mejor expresión, en el campo, en contacto directo con la Naturaleza. Gracias al apoyo y al ánimo de los impulsores de esta idea, José Luis Simón, de la Universidad de Zaragoza, y Luis Alcalá, de la Fundación Dinópolis, presentamos el primer Geolodía alicantino. Hemos pensado que este año 2008, declarado por la UNESCO “Año Internacional del Planeta Tierra”, es una magnífica ocasión para llevar a cabo este evento. Queremos aprovechar este “cumpleaños” para compartir con los alicantinos el placer intelectual de comprender cómo y cuándo se formó Serra Gelada, sus rocas, sus acantilados, sus dunas fósiles, ... Queremos disfrutar del magnífico patrimonio geológico de este espacio natural que lo convierte en un lugar de una gran potencialidad didáctica.

Esperamos y deseamos que éste sea el inicio de una larga serie de ediciones de Geolodía que muestren a los alicantinos el gran patrimonio geológico que tienen a su alcance. Pensamos que sólo así, desde el conocimiento, desde la educación, desde la cultura, podremos entre todos poner en valor este patrimonio. Debemos defender, proteger y conservar nuestro patrimonio cultural, entre el que está lógicamente el patrimonio geológico, por muchas razones pero sobre todo por una, por justicia con las futuras generaciones y con el Planeta del que formamos parte.

Este Geolodía Alicante 08 ofrece a los participantes dos itinerarios muy interesantes desde un punto de vista geológico, didáctico y paisajístico. El primero de los itinerarios es un recorrido en barco entre Altea y Benidorm que permite contemplar imponentes acantilados de algo más de 400 m de altura (figura 1). El segundo es un recorrido de aproximadamente 3 km que discurre entre la playa y el faro del Albir. Ambos itinerarios se complementan y destacan por combinar notablemente tres elementos de interés: el científico, el didáctico y el paisajístico.

Para celebrar este Geolodía se ha editado un folleto de cada uno de los itinerarios. Esperamos y deseamos que estos textos y sus ilustraciones, junto a las explicaciones de los monitores, sirvan para acercar la Geología a los alicantinos y visitantes de nuestro rico entorno natural.

Los monitores del Geolodía

EL PARQUE NATURAL DE SERRA GELADA

El Parque Natural de La Serra Gelada (figura 1) y su entorno litoral es uno de los más singulares de la Comunidad Valenciana al ser el primer parque marítimo-terrestre de esta comunidad. Este espacio natural protegido fue declarado Parque Natural en el año 2005 y su *Plan de Ordenación de los Recursos Naturales* fue aprobado el 11 de marzo del mismo año. Cuenta con una superficie total protegida de 5564 hectáreas, de las que 4920 corresponden al medio marino. El Parque se ubica dentro de los municipios de Altea, l'Alfàs del Pi y Benidorm. En sus aguas se encuentran

algunas de las zonas submarinas más interesantes y sorprendentes de todo el Mediterráneo peninsular, destacando las extensas praderas de *Posidonia oceanica* conocidas localmente como *Alguers*, así como fondos rocosos como los de *La Llosa* con una excepcional diversidad biológica. Esta pequeña pero abrupta sierra, que separa las bahías de Altea y Benidorm, también destaca por su geodiversidad. Tanto desde tierra como desde el mar la Serra Gelada ofrece al visitante huellas sobre la historia geológica de nuestro Planeta durante los últimos 150 millones de años.

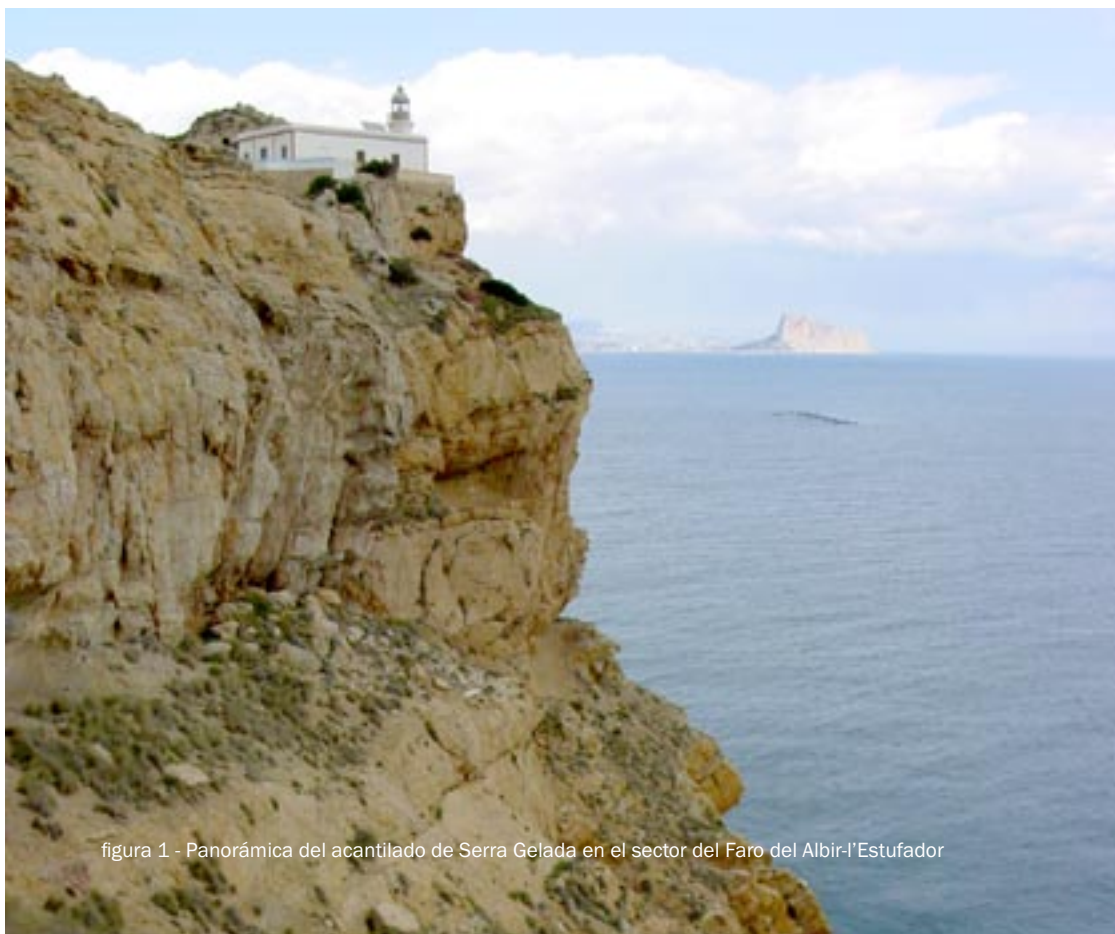
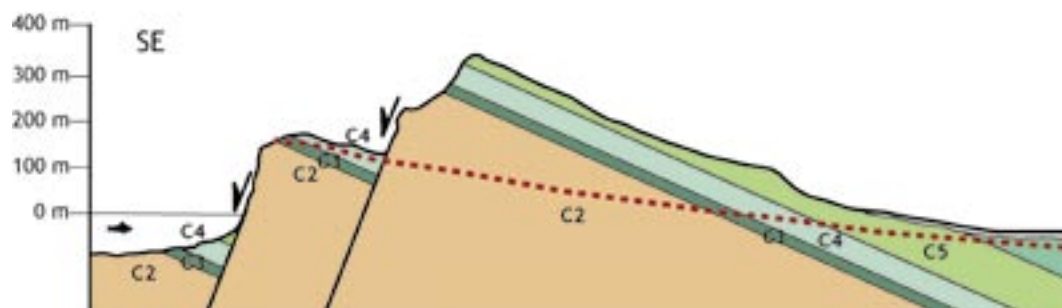


figura 1 - Panorámica del acantilado de Serra Gelada en el sector del Faro del Albir-l'Estufador

EL ITINERARIO



figura 2 - Ortoimagen en la que se han señalado las paradas del itinerario geológico y el punto de información del G



Longitud

3 km

Duración aproximada

1:15 h (ida y vuelta) sin contabilizar las explicaciones geológicas.

Nivel de Dificultad

Bajo; itinerario en llano asfaltado en su mayor parte, a excepción de caminos auxiliares

Nivel de Seguridad

Alto. Óptima señalización y vallado

Descripción

El punto de información y encuentro del **Geolodía 08** se sitúa junto al monumento del ancla que hay en el extremo Sur de la Playa del Albir (figura 2). La ruta se inicia en este extremo de la playa, donde se ubican las **Paradas 1 y 2**.

Posteriormente el recorrido transcurre por la urbanización El Albir, hasta alcanzar las primeras estribaciones de Serra Gelada. Tras atravesar la cadena que impide el tráfico rodado al Faro del Albir, la ruta continúa por este camino asfaltado sin apenas desnivel. A lo largo del mismo se sitúan la mayoría de las paradas del itinerario. A unos 750 m de la cadena encontramos la **Parada 3**, emplazada en el mirador de la Bahía de Altea, fácilmente localizable ya que su acceso se sitúa unos pocos metros antes de la entrada del único túnel existente en todo el recorrido.

Seguidamente retomamos el camino atravesando el túnel y a unos 70 m de su salida está la **Parada 4**. Como podemos observar a lo largo del vial se señalizan los puntos kilométricos. Esta referencia es importante, ya que a la altura del punto kilométrico 1 se ubica la **Parada 5** y 100 m antes de llegar al punto kilométrico 2 la **Parada 6**.

Abandonamos el vial principal tomando la senda escalonada que desde la parada 6 parte en dirección Norte, hacia el barranco, para abordar el descenso hacia las minas de ocre donde se encuentra la **Parada 7**.

Tras su visita retornamos al vial principal por la misma senda escalonada y seguimos en dirección al faro, donde se encuentra la última parada del recorrido, la **Parada 8**. Esta parada merece su visita además de por su interés geológico, por la calidad escénica de sus vistas.

5

tufador

geolodía 08

NW



figura 3 - Corte geológico esquemático de Serra Gelada en el que se han representado los principales conjuntos de rocas. Con una línea roja discontinua se representa el recorrido aproximado que se realiza a pie durante el Geolodía 08

ROCAS PRESENTES EN EL ALBIR

En Serra Gelada se observan varios tipos de rocas que hemos agrupado en los siguientes conjuntos: JC, C1, C2, C3, C4, C5, C6, Q1, Q2 y Q3 (la inicial J corresponde a Jurásico, la C a Cretácico y la Q a Cuaternario). Todos ellos han sido descritos detalladamente en el folleto del itinerario litoral (se recomienda su consulta). Tal y como se puede observar en la figura 3, en el itinerario del Albir no se reconocerán los conjuntos JC, C1, Q1 y Q2 (sólo se hará en el itinerario en barco).



6

A continuación, se describen de forma genérica los principales tipos de rocas que se encuentran en el itinerario del Albir. Algunas de estas rocas sólo están en uno de los conjuntos antes mencionados (por ejemplo, los conglomerados), pero otras como las calizas se observan en los conjuntos C3, C4, C5 y C6 (también en el JC y el C1 que se reconocen desde el barco).

TABLA DEL TIEMPO



CALIZA

Roca sedimentaria de composición carbonatada. Presenta colores variados, aspecto compacto y frecuentemente incluye fósiles. En este itinerario predominan las calizas de colores grises y ocres, bien estratificadas y con fósiles como rudistas y ostréidos (parada 4) o corales y braquiópodos (parada 8).

MARGA

Roca sedimentaria de naturaleza carbonatada y arcillosa. Presenta colores y grado de coherencia variable, de manera que tiene un aspecto similar al de una caliza cuando la proporción de carbonato es elevada siendo más terrosa y blanda conforme aumenta el contenido en arcillas. Además de los términos caliza y marga existen otras denominaciones como caliza margosa y margocaliza que se emplean para designar rocas carbonatadas de composición intermedia con contenido creciente de arcilla. En Serra Gelada predominan las margas y calizas margosas de tonos verdosos y grisáceos, adquiriendo algunos conjuntos de estratos un aspecto noduloso.

ARENISCA (calcárea)

Roca sedimentaria detrítica formada por granos de arena cementados por carbonato cálcico. En este itinerario suelen contener estructuras laminadas y numerosos fragmentos de fósiles (bivalvos, equínidos, orbitolínidos, braquiópodos, gasterópodos, algas calcáreas, etc.).

CONGLOMERADO

Roca sedimentaria detrítica formada mayoritariamente por granos o cantos cementados. Los cantos tienen forma redondeada y presentan un diámetro superior a 2 mm. Si los cantos son angulosos se denominan brechas. En el itinerario forman parte de abanicos aluviales que cubren otras rocas más antiguas.

En las rocas de **Serra Gelada** está escrita una parte de la historia geológica de los últimos 150 millones de años, pero esto sólo constituye aproximadamente un 3% del total ya que nuestro planeta, todavía joven, tiene una edad de 4.600.

7

TIPO GEOLÓGICO



1 SERRA GELADA, UNA HISTORIA DE 150 MILLONES DE AÑOS



figura 4 - Materiales horizontales (tonos rojizos) del Cuaternario apoyados sobre capas inclinadas del conjunto C6 de edad Cretácico inferior (tonos amarillentos). El contacto entre estos dos conjuntos de rocas recibe el nombre de **discordancia angular**

Las rocas sedimentarias se caracterizan por presentarse en capas o estratos. Un **estrato** es un nivel de roca limitado por dos superficies en general planas. Cada estrato se ha depositado en unas condiciones sedimentarias determinadas más o menos constantes. Cuando estas condiciones cambian o se interrumpe la sedimentación se forman estas superficies de estratificación.

Cuando James Hutton, a finales del siglo XVIII, contempló las rocas de Siccar Point (Escocia) se hizo muchas preguntas. Las respuestas a esas preguntas le permitieron proponer en 1788 su Teoría del Uniformismo, uno de los pilares científicos de la Geología.

Esta primera parada del itinerario ha sido seleccionada para que el visitante, al contemplar este afloramiento rocoso (figura 4), se plantee muchas preguntas, al igual que lo hizo en su día Hutton. Las rocas de color amarillento tienen fósiles marinos ¿se formaron realmente en el mar?; ¿las capas o estratos eran horizontales cuando se depositaron en el mar?; actualmente están inclinados 25°

¿cómo han podido inclinarse?; sobre estas rocas aparece un conjunto rojizo de rocas de otra naturaleza, en posición horizontal. Lógicamente, han tenido que depositarse después, pero ¿cuándo y cómo? Éstas y otras muchas preguntas pueden incluirse en una más general ¿cuál es la historia geológica de Serra Gelada? Y dar respuesta a esta pregunta es el objetivo principal de este itinerario y de este Geolodía Alicante 08. A lo largo del itinerario de El Albir se irán realizando observaciones puntuales en ocho paradas que complementadas con el itinerario en barco, proporcionarán al visitante la información necesaria para comprender la historia geológica que está escrita en las rocas de Serra Gelada.

2 EREIPICHNUS GELADENSIS, TRAZAS FÓSILES ÚNICAS EN EL MUNDO

Cuando un organismo excava sobre el fondo marino con el propósito de obtener alimento o refugiarse, origina una galería o conducto que en algunas ocasiones queda fosilizado; recibe el nombre de traza fósil (figura 5). En esta parada se observan unas trazas fósiles muy peculiares, sólo descritas hasta ahora en Serra Gelada, denominadas *Ereipichnus geladensis*. Este nombre viene del griego *Ereipia* (detritos) e *Ichnos* (traza) y del latín *Geladensis* (del área de Serra Gelada).

Estas trazas observables en materiales del Cretácico constituyen una red densa de galerías sinuosas y serpenteantes formadas por conductos tubulares (figura 6). Presenta la singularidad de que el organismo que las originó recogía sistemáticamente partículas y fragmentos esqueléticos del entorno (orbitolinas, bivalvos y gasterópodos) y

las disponía de forma precisa entibando, apuntalando y fortaleciendo sus galerías evitando así el riesgo de hundimiento (figura 7). Aunque se desconoce el tipo exacto de organismo que originó estas trazas, se atribuyen posiblemente a un animal provisto de extremidades y con gran actividad sobre el fondo, como sería un crustáceo. Los ejemplares tipo de esta traza se encuentran en los departamentos de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Perugia (Italia) y de la Universidad de Alicante.

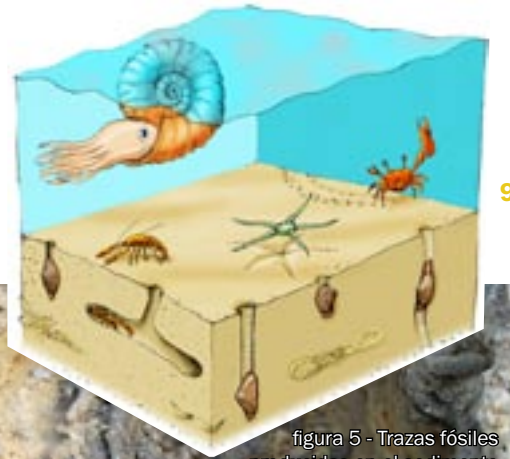


figura 5 - Trazas fósiles producidas en el sedimento por varios organismos marinos



figura 6.A - Trazas de *Ereipichnus geladensis* sobre un sustrato constituido por margas y calizas nodulosas (Cretácico)
B - Detalle de una de las trazas.



figura 7 - Sección transversal de la traza en la que se observa la forma de tubo y la disposición imbricada de las partículas que constituyen la pared, rasgo característico de esta traza

3 EL RELIEVE DE LA PROVINCIA DE ALICANTE VISTO DESDE EL ALBIR

Desde este mirador podemos observar una magnífica panorámica de gran parte de la mitad norte de la provincia de Alicante (figura 8). Si te ayudas de la fotografía puedes identificar los relieves desde el Penyal d'Ifach hasta el Puig Campana. Es un paisaje de gran belleza donde las montañas recortan de forma nítida el horizonte. La posición relativa de unas y otras desde los distintos puntos de observación permitió durante siglos a nuestros pescadores orientarse, antes de que apareciese el moderno GPS.

10

Pero, ¿Cómo se formaron estas montañas de la Marina Alta, la Marina Baja y el Alacantí? Indudablemente, su origen está ligado a la formación de la Cordillera Bética, que se extiende desde las Islas Baleares hasta la provincia de Cádiz. Todos estos relieves son rocas sedimentarias con fósiles marinos. Antes de su formación eran sedimentos costeros y marinos poco profundos que se depositaron en el borde de un continente formado por la Placa Ibérica. En el Mioceno inferior (hace unos 20 millones de años) un microcontinente conocido como Bloque de Alborán, que se desplazaba por el Mediterráneo occidental en sentido este-oeste, colisionó con la placa Euroasiática y la Africana y apiló los sedimentos de ambos bordes contra ambas placas, dando lugar a la cordillera Bética y el Rif. Las sierras que estamos observando están formadas por aquellos sedimentos marinos, que actualmente vemos plegados y fracturados.

Desde la formación de la Cordillera hasta nuestros días, los agentes geológicos externos han erosionado estas montañas y han acumulado sedimentos en los valles y depresiones. Hoy, ante nuestros ojos, se presenta el valle de los ríos Guadalest-El Algar cuyas aguas discurren por donde las rocas son más blandas y, por tanto, más fáciles de erosionar. También se aprecia el Puig Campana y otros relieves importantes formados por rocas calizas, más resistentes a la erosión.

Así pues, las montañas que nos rodean se han formado por la acción combinada de dos procesos: (1) la colisión entre las placas Euroasiática y Africana (con el microcontinente de Alborán entre ambas) que construyó el relieve y (2) por procesos geológicos externos que lo modelaron durante los últimos millones de años y siguen haciéndolo en la actualidad.

Las rocas hablan, nos cuentan historias. En una escena de la película "Un lugar en el Mundo" (1992) de Adolfo Aristarain, José Sacristán que caracteriza a Hans, un geólogo español, está dando una pequeña clase a un grupo de niños en la escuela. En la escena comenta "Para hablar con las piedras primero hay que conocer su idioma, pero también pasa eso con la gente ¿o no? Esta piedra ¿de qué me habla a mí esa piedra?". En un momento dado pregunta a los niños "A ver a ti ¿te dice algo a ti la piedra?". Los niños no contestan. "Yo si la oigo porque conozco su idioma, me cuenta historias, me habla de millones de años ..."



4 RESTOS FÓSILES MARINOS DE HACE 108 MILLONES DE AÑOS

Las rocas que afloran en esta parada se depositaron durante el Cretácico inferior (Aptiense) en un “lagoon” (zona marina muy poco profunda), dentro de una zona de plataforma con abundante fango calcáreo, escasa energía del oleaje y poca profundidad. En las calizas grises, de aspecto masivo, se reconocen fósiles entre los que abundan unos curiosos bivalvos (Condrodontos) (figura 9). Estos bivalvos, ya extinguidos, pertenecen a la extraña familia *Chondrodontidae* que algunos autores relacionan con los ostreidos y otros con los pectínidos. Debían vivir semienterrados en el sedimento, recordando a las actuales nacras (*Pinna* spp) (figura 10). Tras su muerte, algunas de sus conchas quedaron enterradas en posición de vida y otras fueron desarticuladas y enterradas más o menos paralelas a la estratificación (al antiguo fondo del lagoon).

En los estratos inferiores se observan, junto a los condrodontos, otros bivalvos, pertenecientes a los rudistas (figura 9), que se extinguieron a finales del Cretácico. Estos interesantes bivalvos generalmente tenían una valva cónica y otra opercular



figura 9. A - Secciones de condrodontos (vistas en planta en el techo de un estrato) en posición de vida
B - Secciones de rudistas

y vivían fijos y cementados llegando a construir arrecifes. Los que se observan aquí pertenecen al género *Pseudotoucasia*. También se reconocen secciones de bastoncillos de coral muy finos, junto a pequeños gasterópodos y bivalvos.

Los condrodontos y las *Pseudotoucasia* vivían semienterrados en las partes centrales de montículos de fango situados en el lagoon mientras que los corales lo hacían en las partes más externas (figura 10).

11

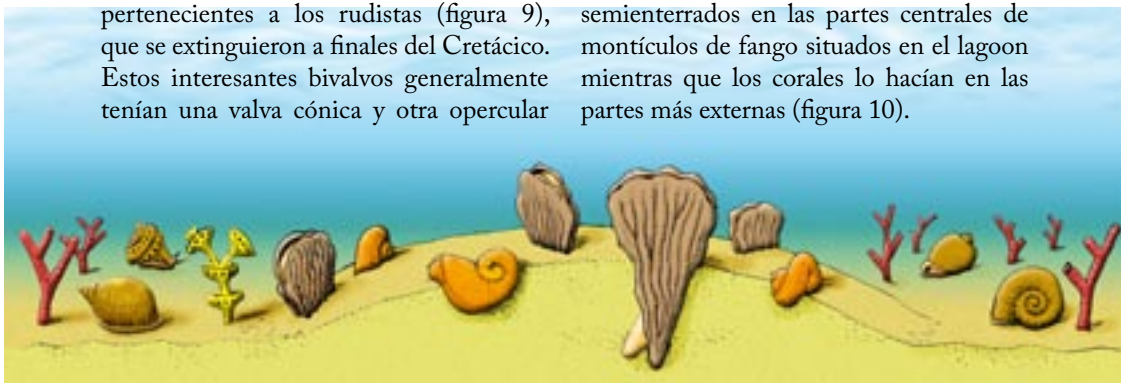


figura 10 - Reconstrucción del ambiente marino en el que vivían los condrodontos y los rudistas junto a pequeños corales, durante el Cretácico Inferior

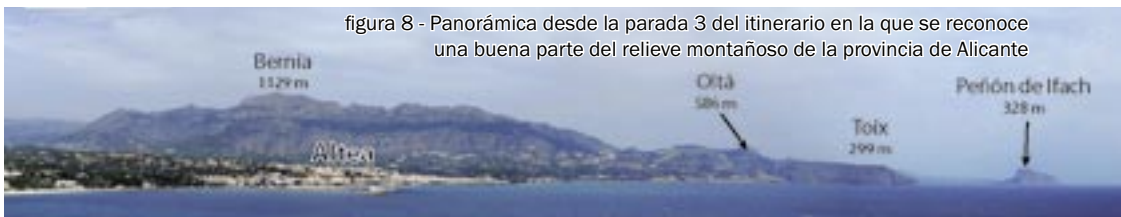


figura 8 - Panorámica desde la parada 3 del itinerario en la que se reconoce una buena parte del relieve montañoso de la provincia de Alicante

Berriá 1129 m
Altea
Oitá 586 m
Toix 299 m
Peñón de Ifach 328 m

5 **SERRA GELADA, UN VIAJE POR EL MAR DE TETHYS, UN MAR CRETÁCICO DE HACE APROXIMADAMENTE 100 MILLONES DE AÑOS**

Cuando el agua o el aire circulan a cierta velocidad puede mover granos de arena, transportándolos grandes distancias y formando unas acumulaciones con forma de duna. Estas dunas se pueden observar en las playas, allí donde el movimiento del viento sopla con fuerza; son las dunas eólicas. Si nos sumergimos en el agua del mar, no muy alejados de la costa, también podremos reconocer que existen dunas, pero en este caso movidas por corrientes

de agua; son las dunas subacuáticas. Al hacer una zanja en una duna (sea de la playa sea debajo del agua) veremos que en su interior los granos de arena se disponen en láminas finas. También notaremos que las láminas están inclinadas (figura 13). Esta singular disposición geométrica es lo que se conoce como laminación cruzada o estratificación cruzada. Si nos entretenemos en ver hacia donde se hunden las láminas de arena podremos deducir hacia donde circula la corriente. La laminación cruzada que está expuesta en las rocas nos ha permitido interpretar que se trata de dunas subacuáticas antiguas, formadas en el mar a poca profundidad (figura 14). El hecho de que se trate de rocas y no de arenas sueltas es consecuencia del paso del tiempo, que ha condicionado que los granos de arena queden adheridos unos a otros por cristales microscópicos de calcita. Es lo que se llama cementación, pasando el sedimento a transformarse en roca sedimentaria.

12

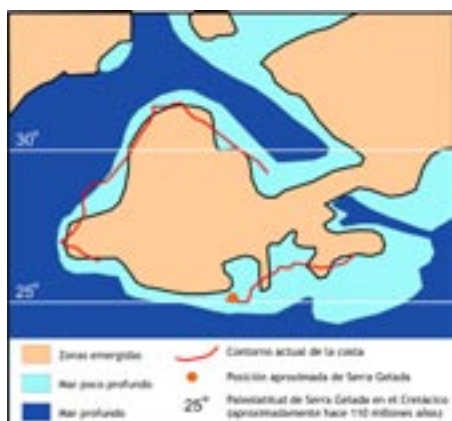


figura 11 - Mapa paleogeográfico del Mar de Tethys durante el Cretácico. Nótese como la Península Ibérica se encontraba en una latitud inferior a la actual, más cerca del Ecuador.

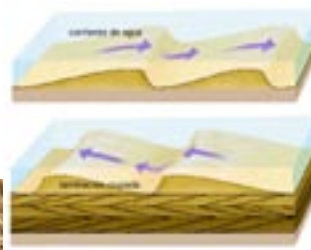


figura 14 - Esquema simplificado sobre el origen de las laminaciones cruzadas en las areniscas de Serra Gelada (dunas subacuáticas)

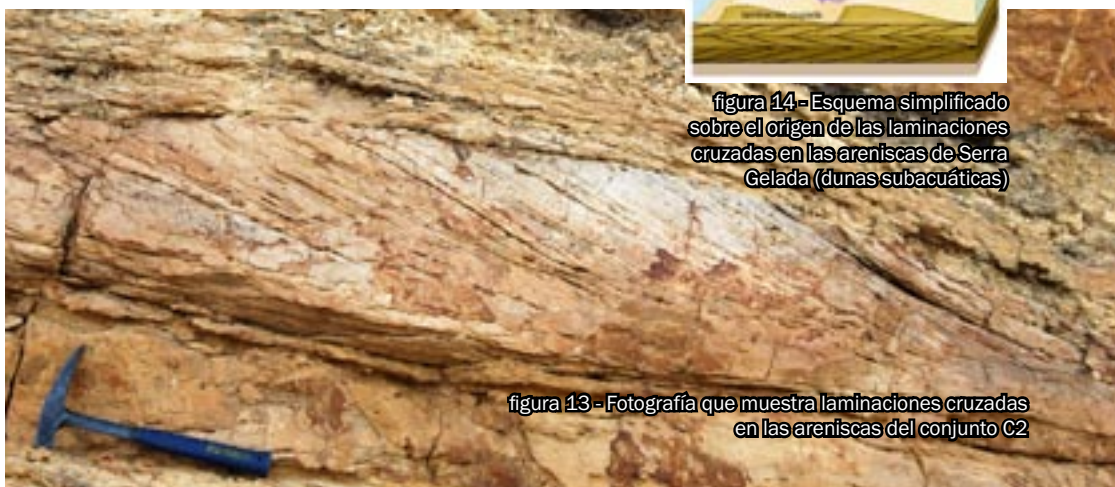


figura 13 - Fotografía que muestra laminaciones cruzadas en las areniscas del conjunto C2

6 ¿CÓMO SE HAN FORMADO LOS IMPONENTES ACANTILADOS DE SERRA GELADA?

Si dirigimos nuestra mirada hacia los relieves de Serra Gelada (hacia el suroeste) vemos a nuestra izquierda unas calizas de color claro en las que destaca una cueva; se trata del conjunto que hemos denominado C4 y que ya vimos en la parada 4. Si a continuación miramos hacia la parte más alta de la sierra vemos que, debajo de las antenas del Alto del Gobernador, aparece este mismo conjunto de calizas. ¿Cómo es posible que las mismas rocas estén separadas por más de 150 metros en la vertical?

La respuesta es la existencia de una gran fractura, que provocó el desplazamiento de las rocas (figura 15); estas fracturas se denominan científicamente fallas.

En realidad, toda Serra Gelada está afectada por fracturas similares a la que vemos aquí. Estas fallas son las que condicionan el relieve escalonado característico del parque, incluyendo los impresionantes acantilados que veremos en la última parada.

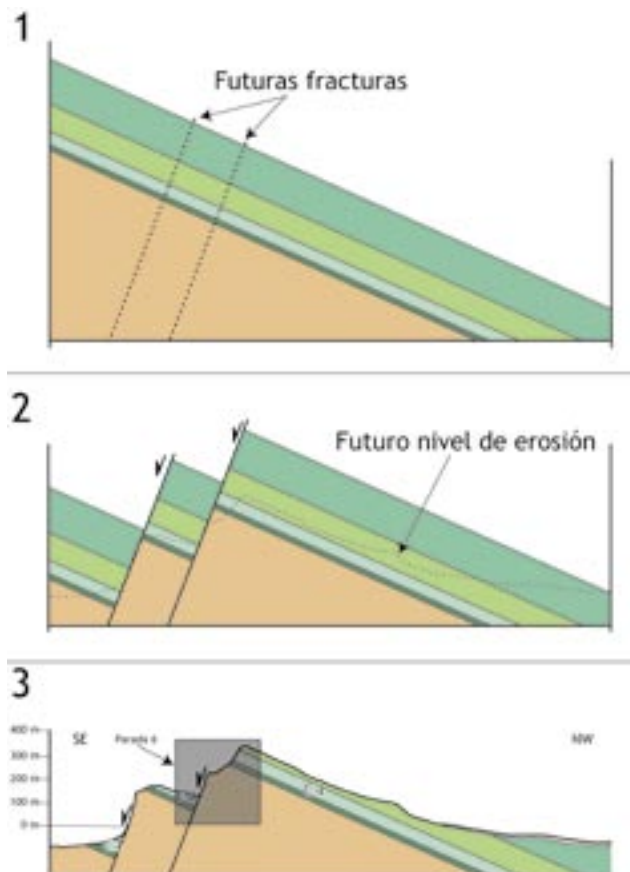


figura 15 - Esquema que muestra el origen acantilado de Serra Gelada y los escalones que se observan en el relieve de la sierra

7 LAS MINAS DE OCRE

Las primeras labores mineras en Serra Gelada fueron realizadas por los fenicios y, posteriormente, por los romanos. En tiempos modernos esta mina (Mina San Francisco) comenzó a explotarse a finales de los años 40 del siglo XX, manteniéndose su explotación, muy rudimentaria y artesanal, hasta finales de los 70. Su laboreo estuvo dedicado a la obtención de ocre que se destinaban a diversas fábricas de pigmentos y colorantes.

En esta mina existe un predominio de ocre rojo sobre los de otras tonalidades (figura 16). La denominación genérica “ocres” corresponde a mezclas de óxidos y/o hidróxidos de hierro con arcillas. Puede considerarse al ocre rojo como la **variedad terrosa roja de la hematites (Fe_2O_3)**. El ocre amarillo, comúnmente denominado

limonita ($\text{FeO}\cdot\text{OH},n\text{H}_2\text{O}$), es una variedad terrosa, aparentemente amorfa e hidratada, de color y raya amarillenta compuesta por hidróxidos de hierro (goetita y lepidocrocita) e impurezas.

Los minerales se encuentran rellenando fracturas que forman un entramado, más o menos irregular, de diques mineralizados de ocre (figura 17). Estos yacimientos se formaron a partir de las sustancias disueltas en el agua (entre las que abundaba el hierro) que circularon por las fracturas de la roca hasta precipitar en ellas.

En Serra Gelada también existen mineralizaciones de calcita con algunos ejemplos de falsa ágata que rellenan fracturas y cavidades, así como estalactitas y estalmitas.

14

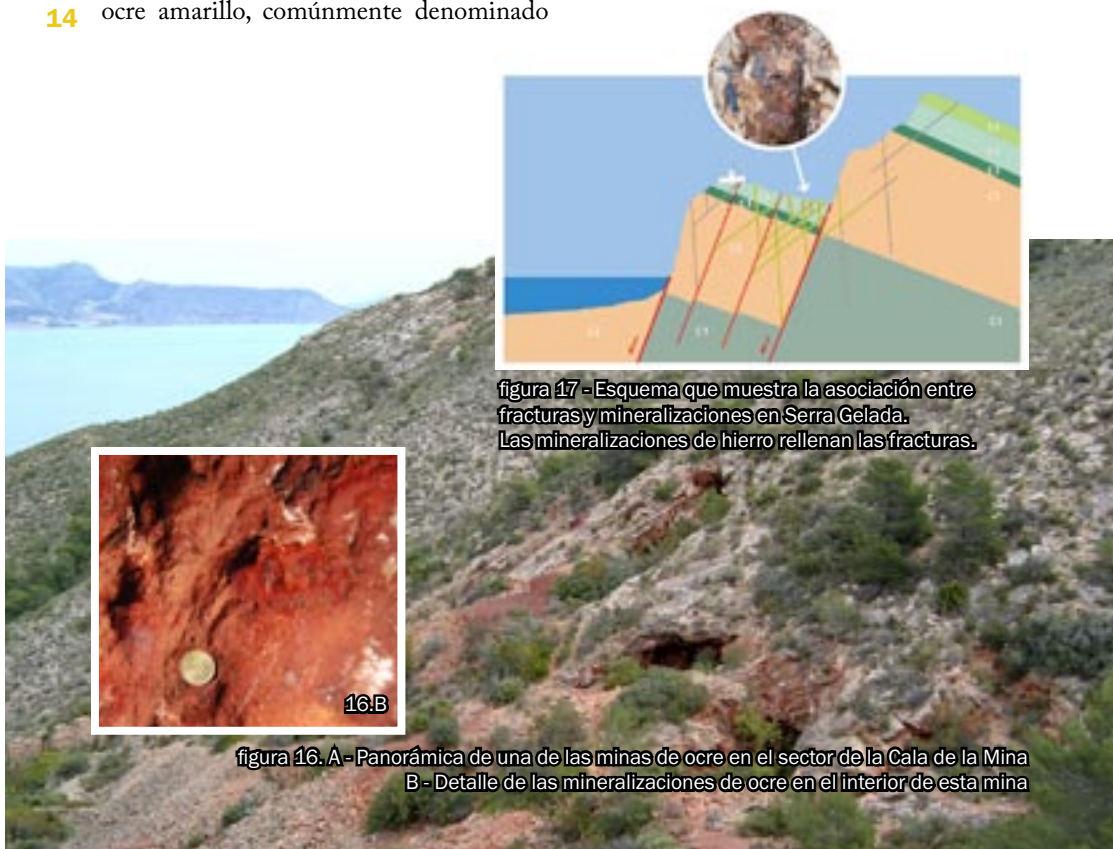


figura 16. A - Panorámica de una de las minas de ocre en el sector de la Cala de la Mina B - Detalle de las mineralizaciones de ocre en el interior de esta mina

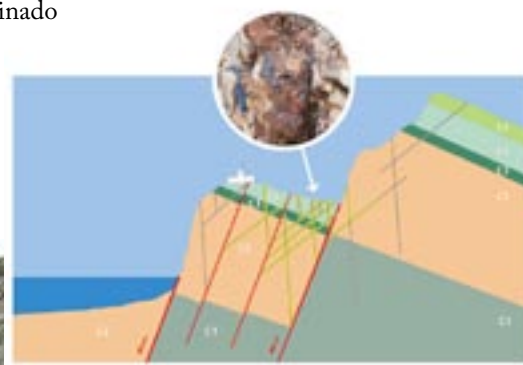


figura 17 - Esquema que muestra la asociación entre fracturas y mineralizaciones en Serra Gelada. Las mineralizaciones de hierro rellenan las fracturas.

Debido a la peligrosidad del afloramiento que se sitúa sobre el mismo acantilado, la explicación de esta parada se realizará en el interior del recinto vallado del Faro. A lo largo del acantilado se observan varios arrecifes fósiles que, por sus pequeñas dimensiones, se consideran parches arrecifales (figura 18). Entre las rocas sedimentarias se encuentran multitud de fósiles, siendo los más abundantes los corales. En este caso es posible identificar morfologías ramosas, tabulares, masivas y bulbosas, cuyo desarrollo depende de las condiciones de energía y luminosidad del parche arrecifal (figura 19). La diversidad de organismos que conviven en los arrecifes actuales también se observa

en el registro fósil. Así, en este arrecife se pueden observar braquiópodos y bivalvos, así como señales producidas por otros organismos perforantes como esponjas y bivalvos litófagos.

Los arrecifes de coral actuales se encuentran en una banda alrededor del Ecuador (entre las latitudes 25° N y 25°S) ya que requieren, entre otros factores, que la temperatura del agua sea cálida. La presencia de estos arrecifes en las rocas de Serra Gelada indica que cuando estos organismos construyeron el parche arrecifal (109 Ma, Cretácico Inferior), éste debía situarse a una latitud mucho más meridional que la actual (figura 11).

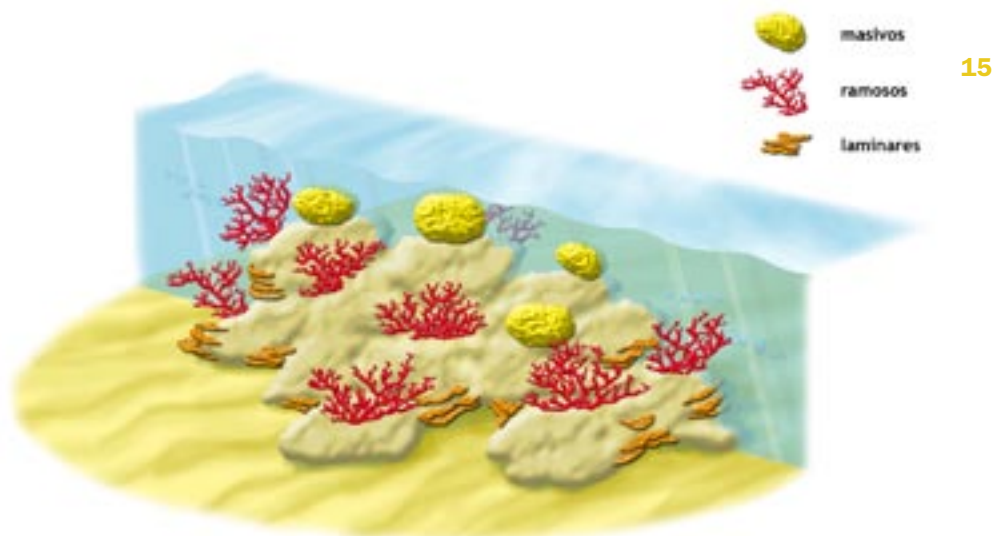



figura 18 - Reconstrucción esquemática de un parche arrecifal de Serra Gelada en el Cretácico inferior



Figura 19. Fotografías de algunos ejemplares de corales fósiles del Cretácico inferior




 Universitat d'Alacant
 Universidad de Alicante
Departament d'Història i Geografia
 Institut Valencià d'Estadística i Informàtica

parc natural
 de la serra
 gelada
 



 GENERALITAT
 VALENCIANA
CONSELLERIA DE MEDI AMBIENT
 AIGÜES, ORDENAMENTS I HABITATGE


 L'ALFAS DEL PI

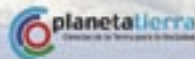

 Ajuntament d'Altea


 ajuntament benidorm


 Universitat d'Alacant
 Universidad de Alicante
Facultat de Ciències
 Departament de Ciències


 Universitat d'Alacant
 Universidad de Alicante
Departament d'Enginyeria de la Construcció i Arquitectura
 Institut Valencià d'Estadística i Informàtica




 planetaTierra
Conservació de la Serra per a la Humanitat

08
 Geología

Autores (por orden alfabético) y monitores del Geología Alicante 08: Pedro Alfaro, José Miguel Andreu, José Francisco Baeza, Juan Carlos Cañaveras, Jesús Caracuel, Hugo Corbi, Antonio Estévez, Carlos Lancis, Iván Martín, José Antonio Pina, Eduardo Quesada, Jesús M. Soria y Alfonso Yébenes.

Parc Natural de Serra Gelada: Eduardo Minguez (director), José Santamaría, Fran Lucha, Silvia Mollá y Rebeca Velasco.

Gráficos:

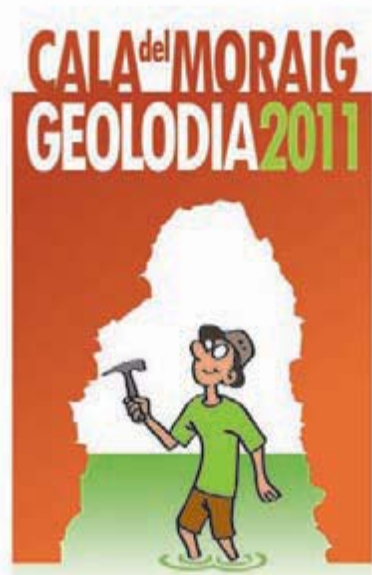
ISBN:

geología 11

Alicante



Cala del Moraig · Benitatxell
8 de Mayo de 2011



2

Geolodía surge de una iniciativa aragonesa el año 2005. Desde entonces se ha celebrado anualmente en distintas localidades de la provincia de Teruel. Gracias al apoyo y al ánimo de los impulsores de esta idea, José Luis Simón, de la Universidad de Zaragoza, y Luis Alcalá, de la Fundación Dinópolis, en 2008 llevamos a cabo el primer Geolodía en la provincia de Alicante. Ese año, en Serra Gelada, realizamos dos itinerarios, uno marítimo y otro terrestre, a los que acudieron más de 600 personas. La gran acogida que tuvo la actividad nos animó a organizar dos nuevas ediciones en la Sierra de Aitana y en la ciudad de Alicante, a las que acudieron 800 y 1000 personas, respectivamente.

De forma simultánea, el Geolodía ha cuajado como una actividad de ámbito nacional. En 2009, además del Geolodía turolense y el alicantino, se sumaron algunas provincias más (Guadalajara, Huesca, Segovia, Valencia, Zaragoza), en 2010

fueron 36 (consultar web de la SGE, http://www.sociedadgeologica.es/divulgacion_geolodia.html), y este año 2011, por primera vez, se realizará un Geolodía conjunto en las 50 provincias españolas. Esta actividad organizada por la Sociedad Geológica de España, la Asociación Española para la Enseñanza de las Ciencias de la Tierra y el Instituto Geológico y Minero de España, se ha convertido en un día festivo de la divulgación de la Geología, en el que la comunidad geológica española pretende acercar esta Ciencia a los ciudadanos.

En esta ocasión hemos elegido un pequeño recorrido por la Cala del Moraig y su entorno. La elección ha sido muy sencilla porque las posibilidades didácticas de este itinerario son excepcionales. Como en ediciones anteriores, entre 40 y 50 monitores (profesores universitarios y de enseñanza secundaria, técnicos de la Diputación, geólogos de empresas de hidrogeología y geotecnia), se repartirán en una docena de paradas donde realizarán breves explicaciones divulgativas.

Además, como novedad, este año colaborarán con la actividad estudiantes del nuevo Grado de Geología que ha comenzado



a impartirse en la Universidad de Alicante, y que se sumarán a los estudiantes de Ingeniería Geológica que han colaborado en ediciones anteriores. También, como actividades complementarias, se impartirán algunos talleres dirigidos a los “geolodieros” más pequeños (talleres de fósiles, minerales, ...), y se reproducirá en la playa una excavación paleontológica por parte del Museo Paleontológico de Elche (MUPE).

En este pequeño recorrido por el entorno de la Cala del Moraig, los asistentes podrán conocer ¿Cómo y cuándo se formó el Mar Mediterráneo? ¿Cómo se han formado los imponentes acantilados del norte de la provincia de Alicante? ¿Cómo se ha formado la Cova dels Arcs o la Cala del Moraig?

El Geolodía ha conseguido instalarse entre las actividades culturales indispensables del calendario cultural de los alicantinos, especialmente de los amantes de la Naturaleza. Pensamos que sólo así, desde el conocimiento, desde la educación, desde la cultura, podremos entre todos poner en valor este patrimonio.

Al igual que en ediciones anteriores la actividad está organizada por el Vicerrectorado de Extensión Universitaria de la

Universidad de Alicante, con la participación de la Facultad de Ciencias, el Departamento de Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente, y la Sede Universitaria de La Marina (Benissa). Además de las instituciones nacionales antes mencionadas queremos agradecer la colaboración del Excmo. Ayuntamiento de Benitatchell, del Área de Medio Ambiente de la Diputación de Alicante, del Patronato provincial de turismo de la Costa Blanca, de la Policía Local y de Protección Civil de Benitatchell. También, nuestro agradecimiento a la FECYT, al Ilmo. Colegio de Geólogos, al MUPE y a la SEDECK. También agradecemos al Chiringuito “La Cala del Moraig” su apoyo económico a esta edición del Geolodía.

Finalmente, queremos en estas líneas mostrar nuestro agradecimiento a Juan Avilés, Hugo Botella, Lucía Botella, Pablo Casanova, Sandra Chaves, Rubén Collado, Julien Fleck, Adolfo García, Emilio Gutiérrez, Aleksandra Ivanova, Francisco J. Llinares, Esmeralda Martínez, Laura Martínez, Emanuela D. Matei, Irene Navarro, José P. Navarro, Marina Niño, Luis Ollé, Miriam Parra, Inés Roig y Sergio Valero.

Los monitores del Geolodía

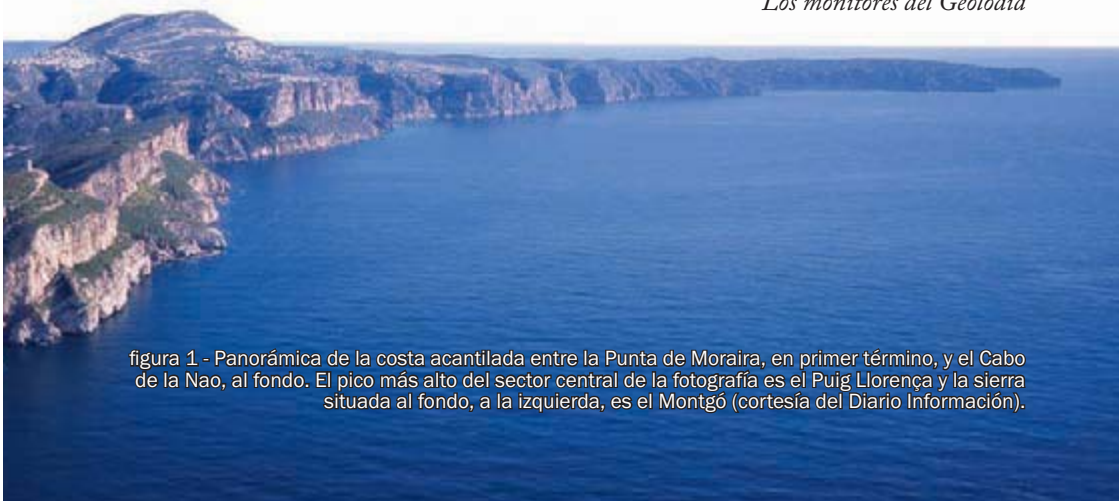


figura 1 - Panorámica de la costa acantilada entre la Punta de Moraira, en primer término, y el Cabo de la Nao, al fondo. El pico más alto del sector central de la fotografía es el Puig Llorença y la sierra situada al fondo, a la izquierda, es el Montgó (cortesía del Diario Información).

EL ITINERARIO

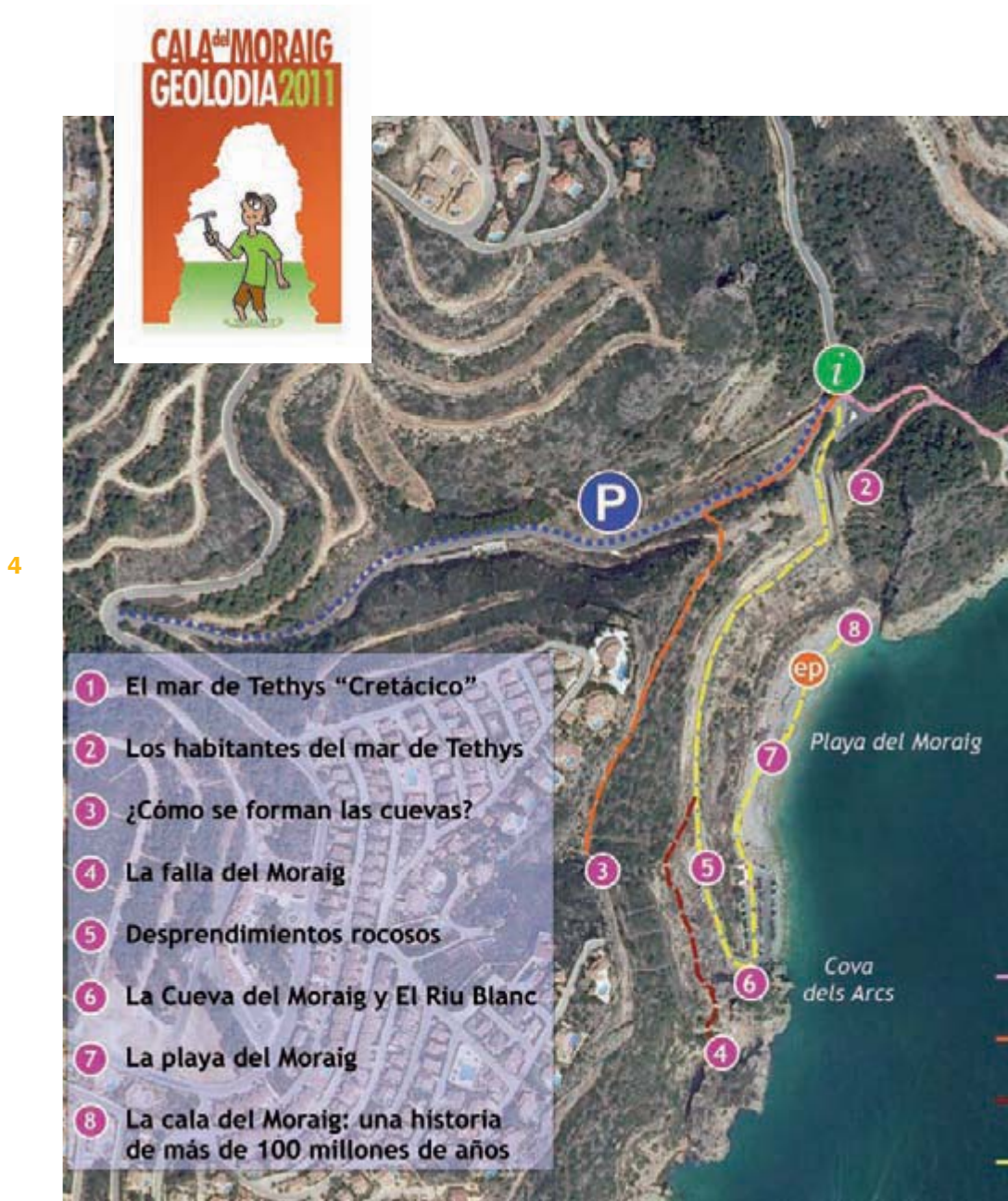


figura 2 - Imagen de satélite en la que se han señalado las paradas del itinerario geológico y el punto de información del Geolodía 2011.



Longitud

4 Km.

Duración aproximada

4 horas, incluidas las explicaciones.

Nivel de dificultad

Bajo. El itinerario discurre por el litoral, a lo largo de senderos en buen estado y por la carretera de acceso a la Playa del Moraig.

Nivel de seguridad

Alto. El itinerario discurre por un recorrido peatonal (la carretera de acceso a la playa estará cortada al tráfico durante la actividad).

El sendero temático de acceso a la Falla del Moraig no es recomendable para personas con vértigo. En este tramo del itinerario los niños deben ir acompañados por adultos.

5

Recomendaciones

- > Llevar calzado adecuado.
- > Estar especialmente atentos a lo largo del sendero temático de la Falla del Moraig por la presencia de algún escarpe pronunciado.

Lugar de encuentro

El punto de información y encuentro del Geolodía 2011 se sitúa en el pequeño aparcamiento situado 500 m antes de llegar a la Playa del Moraig, junto al mirador de Penyassegats.

NOTA

Los amantes del senderismo pueden complementar esta actividad con un itinerario más largo hasta la Cala Llebeig o Moraira a lo largo de la Ruta de los Acantilados.

La provincia de Alicante puede presumir de tener un patrimonio geológico sobresaliente. ¿Y qué es lo que la hace interesante desde un punto de vista geológico?

Su intensa y convulsa historia geológica de más de 200 millones de años es realizada por magníficos afloramientos que podemos disfrutar gracias a la escarpada orografía, en parte recortada en espectaculares acantilados, y a una cobertera vegetal poco densa. Este hecho hace que en Alicante encontremos afloramientos geológicos de gran calidad, que tienen interés regional, nacional e, incluso, internacional.

6

Este magnífico patrimonio geológico alicantino, unido al biológico, arqueológico, histórico, etnológico, ... forma parte de nuestro patrimonio cultural. Es deber de todos los alicantinos (administraciones Públicas, Centros de Investigación y Universidades, naturalistas, ecologistas, periodistas, educadores, entre otros) ejercer acciones para conocer, proteger, difundir y poner en valor el Patrimonio Geológico de nuestra provincia.

La educación es, con diferencia, la principal herramienta para conseguir que este patrimonio geológico forme parte, tal y como ocurre en otros países del Mundo, de nuestro Patrimonio Natural. Preservar nuestro patrimonio natural, del que forma parte inseparable el patrimonio geológico, es un acto de generosidad hacia las futuras generaciones. Queremos finalizar este capítulo con el lema de los últimos Geolodías:

Geodiversidad de Alicante
¡DISFRÚTALA!

FALLA DEL MORAIG ¿MONUMENTO NATURAL?

¡por supuesto!

Por su espectacularidad paisajística:

El afloramiento situado inmediatamente al Sur de la Cova dels Arcs (pequeño sendero temático diseñado por el Ayuntamiento de Benitatxell) es extraordinario.

Por su interés didáctico y divulgativo:

Su plano de falla y sus estrías se observan excepcionalmente.

Por su interés científico: Es un vestigio de la apertura del Mar Mediterráneo y de la formación de los imponentes acantilados de este sector de la provincia.

Y porque desafortunadamente, en nuestra Comunidad, apenas hay espacios naturales protegidos por su valor geológico. A día de hoy, en mayo de 2011, el patrimonio geológico de nuestra provincia es minusvalorado, muy poco o nada conocido y apenas está protegido. Los escasos lugares de valor geológico protegidos se incluyen en espacios naturales que lo están por otro tipo de valores naturales, principalmente biológicos ■



EL PATRIMONIO GEOLÓGICO: UN RECURSO INFRAUTILIZADO

DECLARACIÓN SOBRE PATRIMONIO GEOLÓGICO

La historia de la Tierra, como cualquier historia, no es un continuo absoluto, al menos por lo que hace referencia a los archivos conservados. Posee hitos especialmente significativos en el tiempo, y lugares o puntos que reflejan procesos de especial interés, que el hombre tiene derecho a conocer y, consecuentemente, la obligación de conservar. Esta serie de elementos geológicos singulares, representativos de la Historia geológica de cada región en particular, y de la Tierra en su conjunto, constituye el patrimonio geológico.

Tabla I - Algunos extractos de la **Declaración de Girona sobre Patrimonio Geológico**. El texto de la declaración aparece publicado en Durán et al. (1998).



figura 3 – Panorámica de la costa entre la Punta de Moraira, al fondo, y la Cala del Moraig.

2007 ha sido un año excepcional para el **Patrimonio Geológico** español. Aunque no se han colmado todas las aspiraciones de la comunidad geológica española, se han promulgado tres leyes en las que, por primera vez, se hace referencia explícita en varios artículos al patrimonio geológico y a su necesidad de protegerlo (Ley 42/2007 de Patrimonio Natural y Biodiversidad, Ley 5/2007 de la Red de Parques Nacionales y Ley 45/2007 para el Desarrollo Sostenible del Medio Rural).

En nuestra provincia, y también en nuestro país, nos queda todavía mucho camino por recorrer, pero estas nuevas leyes pueden significar un hito en la **defensa y protección de nuestro patrimonio geológico**. Mientras llegan “tiempos mejores” en los que los ciudadanos sepan valorar y defender su patrimonio natural, los especialistas, con ayuda de la administración, podemos protegerlo amparándonos en estas nuevas leyes.

LA CALA DEL MORAIG: UNA HISTORIA DE MÁS DE 100 MILLONES DE AÑOS

Para comprender el paisaje acantilado de la Cala del Moraig es necesario hacer un viaje en el tiempo remontándonos al Cretácico Inferior, concretamente al Albiense, a hace unos 110 millones de años.

A continuación vamos a explicar los eventos más significativos que han ocurrido en la región:

I - El Mar de Tethys (entre 110 y 24 millones de años)

En el Albiense (hace aproximadamente 110 millones de años), toda la región estaba cubierta por un mar poco profundo, conocido como Mar de Tethys. En este mar, a lo largo de varias decenas de millones de años, se fueron depositando sucesivamente sedimentos marinos que, con el paso del tiempo, se fueron convirtiendo en las actuales rocas que forman la Serra de la Llorença y otras sierras próximas que salpican las comarcas de La Marina. Las rocas más antiguas de la Serra de la Llorença son del Cretácico Inferior y las más recientes son del Oligoceno (de hace aproximadamente 25 millones de años).

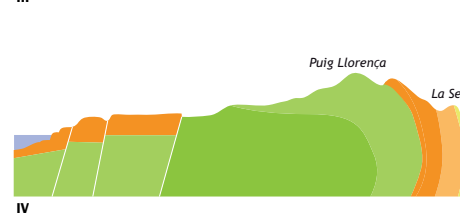
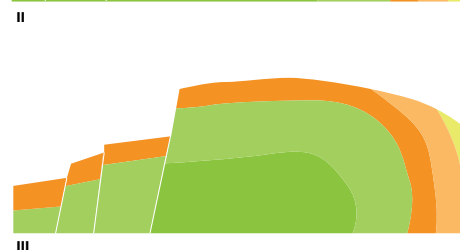
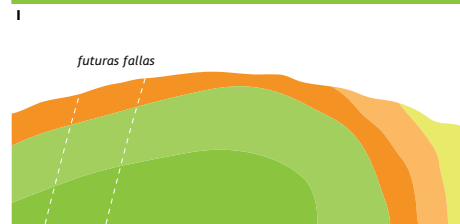
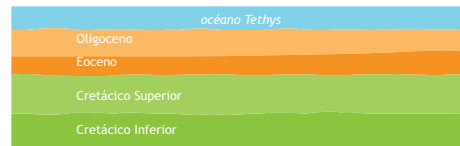


figura 4 - Historia geológica esquemática de la Serra de la Llorença.

8



II - El plegamiento de las rocas y la formación del relieve de la Llorença (entre 24 y 12 millones de años)

Durante el Mioceno, que se inicia aproximadamente hace 24 millones de años, una pequeña placa tectónica situada en la actual posición de Córcega y Cerdeña (placa Mesomediterránea) comienza a desplazarse hacia el oeste, hacia Iberia, plegando todas las rocas sedimentarias que se habían depositado durante decenas de millones de años en el Mar de Tethys. Uno de estos pliegues es el que actualmente forma la Serra de la Llorença.

III - La formación de la costa acantilada alicantina (entre 15 y 10 millones de años)

La formación del Mar Mediterráneo ha durado al menos un par de decenas de millones de años y ha sido desigual en el tiempo y en el espacio. En nuestro sector, en el litoral norte de nuestra provincia, su máximo efecto se produjo en el Mioceno Superior. Entonces, en este sector se produjo una separación entre África (también Baleares) y Alicante. Esta separación pro-

vocó la aparición de importantes fallas que formaron enormes escalones. Una de estas fallas es la del Moraig y uno de estos escalones ha formado los imponentes acantilados de la provincia.

IV - La escultura de la costa (entre 8 Ma y la actualidad)

Desde hace 8 millones de años hasta la actualidad, ha seguido habiendo algo de deformación de las rocas, pero ésta ha sido mucho menor. Desde entonces, ha sido mucho más notable el papel que ha jugado tanto el agua de la lluvia, modelando y esculpiendo diferentes barrancos en la región, como el agua del mar, modelando esta costa de imponentes acantilados salpicados por playas paradisíacas. También las aguas subterráneas, sin descanso, han ido labrando galerías subterráneas como la Cueva del Moraig.

9

¡Y la historia continúa!

En las rocas de la **cala del Moraig** está escrita una parte de la historia geológica de los últimos 110 millones de años, pero esto sólo constituye algo más del 2% del total de la historia de la Tierra ya que nuestro planeta, todavía joven, tiene una edad aproximada de **4500 millones de años**.



TABLA DEL TIEMPO GEOLÓGICO



En la Cala del Moraig y su entorno de la Serra de la Llorença se observa una sucesión de rocas sedimentarias, cuya edad abarca desde el Cretácico hasta el Oligoceno (entre unos 110 y 25 millones de años aproximadamente). Los sedimentos, que con el paso de los millones de años se transformaron en rocas, se depositaron en un mar ya desaparecido, el Mar de Tethys, del que el Mediterráneo actual puede considerarse como un “pequeño” residuo ■

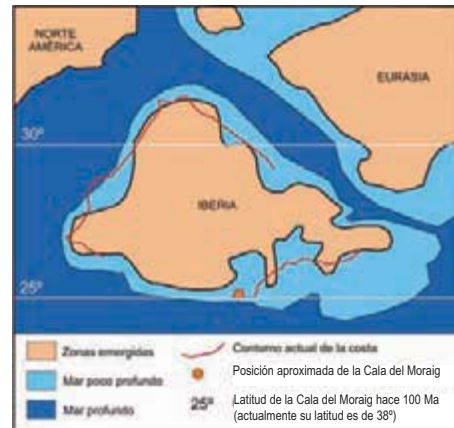


figura 5 - Geografía de Iberia y del mar de Tethys hace aproximadamente 100 millones de años, durante el Cretácico. Se indica la posición donde se depositaron los sedimentos que después dieron lugar a las rocas actuales de la Serra de la Llorença.

10

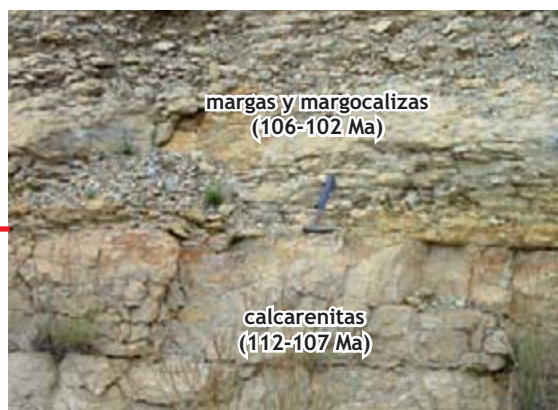


figura 6 - En la Cala del Moraig se diferencian los siguientes tres conjuntos de rocas que, desde la base al techo, son: (1) calcarenitas o areniscas calcáreas, (2) margas y margocalizas con abundantes orbitolinas y trazas fósiles (*Thalassinoides*) y (3) calizas y calcarenitas grises, más resistentes, que dan lugar a un resalte en el paisaje. Estos tres conjuntos de rocas se depositaron en un mar poco profundo durante el Cretácico Inferior. En concreto, los conjuntos 1 y 2 lo hicieron durante el Albiense Inferior-Medio (112-102 millones de años), mientras que el conjunto 3 lo hizo durante el Albiense Superior (102-99 millones de años). Además, por encima de la sucesión cretácica se depositaron las calizas del Eoceno que, debido a la actividad de la Falla del Moraig, se pueden observar en la Cova dels Arcs. En sus paredes externas se observan estas calizas blancas con numerosos nummulites, fósiles típicos del Eoceno.

Las páginas del libro de la Historia de la Tierra: Las rocas sedimentarias se caracterizan por ser rocas estratificadas, es decir, por estar formadas por estratos o capas que se apilan unas sobre otras. Dos estratos están separados entre sí por una superficie de estratificación que constituye la “frontera” entre ambos. Las superficies de estratificación pueden representar bien periodos de erosión o de interrupción en la sedimentación o bien cambios bruscos en las condiciones de sedimentación.



figura 7 - Este cambio brusco de rocas (calcarenitas -conjunto 1- en la parte inferior, y margas y margocalizas -conjunto 2- en la parte superior) es una **discontinuidad estratigráfica**.



discontinuidad

11

¿ SABÍAS QUE...

Calizas, margas y areniscas: Durante el Cretácico Inferior, nuestra provincia estuvo cubierta por aguas relativamente cálidas del Mar de Tethys (además a una latitud más meridional, de unos 25°). En estas condiciones proliferaron numerosos micro y macroorganismos, con esqueleto hecho de carbonato cálcico, como foraminíferos, algas calcáreas, moluscos, equinodermos, corales, etc. Al morir, sus restos minerales, más o menos “tritutados” por olas y corrientes, se integraban en el sedimento que así adquiriría un carácter carbonatado. Por otra parte, desde el continente emergido (Iberia) y transportados por los ríos, llegaban al mar materiales terrígenos, fundamentalmente arcillas y arenas, que se mezclaban con los carbonatos.

sedimento >>> diagénesis >>> roca
compactación y cementación

lodo carbonatado	→	caliza
mezcla de lodo carbonatado y arcilla	→	marga
arena	→	arenisca

En ese mar poco profundo situado a una latitud más meridional que la actual (unos 25°), vivían diversos organismos como corales, erizos, rudistas, miliólidos y orbitolinas.

Orbitolinas

Los orbitolinoideos pertenecen a un grupo de organismos unicelulares llamados foraminíferos cuya forma recuerda la de un sombrero chino aplanado (forma cónica rebajada). Su tamaño medio es de uno a dos centímetros de diámetro. La concha está constituida por un conjunto de granos soldados por un cemento secretado por el organismo. Los granos pueden ser de naturaleza muy diversa, dependiendo de la composición del fondo sobre el que las orbitolinas vivían, aunque principalmente son de cuarzo.

12

Son un grupo extinto y se conocen desde el Jurásico medio al Paleógeno. Sin embargo fue en el Cretácico cuando más se diversificaron. Estos organismos vivían sobre el fondo marino en zonas someras, de alta energía.

Rudistas

Los rudistas son moluscos bivalvos, filtradores, con las valvas asimétricas, una de las cuales se fijaba al sustrato. Vivían o bien formando colonias a modo de construcciones arrecifales, o bien solitarios con conchas grandes y masivas.

Normalmente, presentan una valva cónica que se anclaba vertical al sustrato y la otra valva muy reducida a modo de opérculo.

Actualmente están extintos; vivieron entre el Jurásico Superior y durante todo el Cretácico, periodo en el cual se produce su mayor diversificación y abundancia. Se extinguieron al final del Cretácico, en el mismo evento de extinción masiva que dio lugar a la desaparición de los dinosaurios.

Fueron, durante el Cretácico, los principales constructores de arrecifes en los mares tropicales, principalmente en el Mar de Tethys. Estas colonias vivían en ambientes someros, agrupándose numerosos individuos, lo que permitía el “atrapamiento” de sedimentos ■

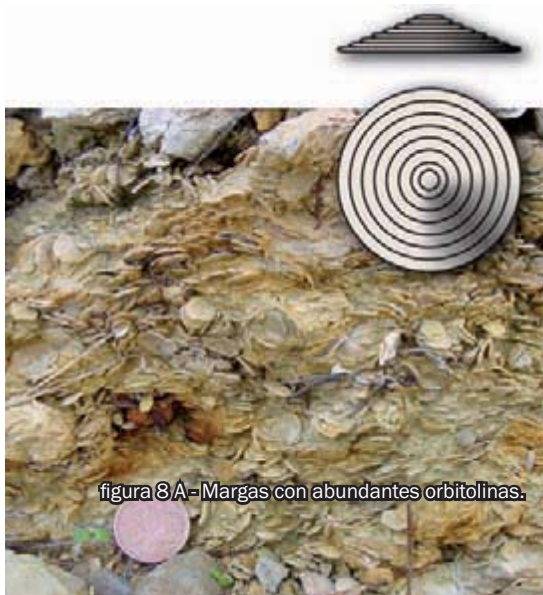


figura 8A - Margas con abundantes orbitolinas.

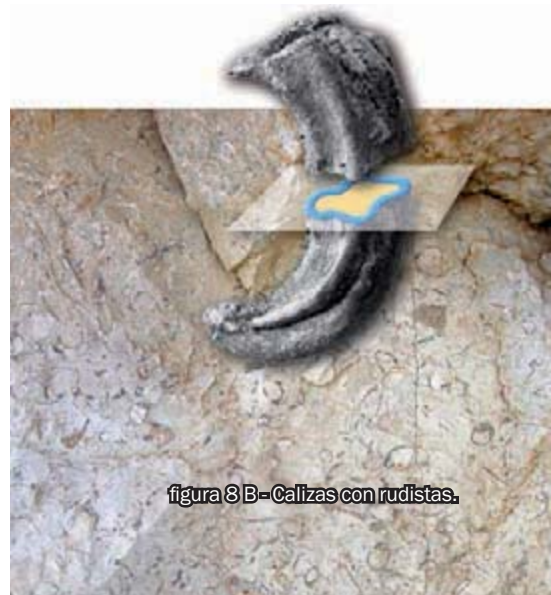


figura 8B - Calizas con rudistas.

Las cuevas se forman en rocas calizas, muy abundantes en la zona. Además de algunas cavidades situadas en las proximidades del nivel del mar (ver página siguiente), también se reconocen pequeñas cuevas en zonas más elevadas de la Serra de la Llorença, por ejemplo, a lo largo de la Ruta de los Acantilados.

La caliza es una roca capaz de disolverse cuando el agua que circula por ella es rica en CO₂. El proceso es el siguiente:

El agua de lluvia cae sobre el terreno incorpora el CO₂ que hay en el suelo y se infiltra por las numerosas fracturas existentes

en la roca. Durante su recorrido el agua va disolviendo la roca caliza, formando cavidades e incorporando carbonato cálcico en su seno. Cuando el agua rica en CO₂ llega a alguna de estas cavidades, ésta se desgasifica (pierde el CO₂) y se libera el carbonato cálcico (calcita), es decir, se forman precipitados que reciben el nombre de *espeleotemas*. Los espeleotemas que encontramos en los acantilados de la cala del Moraig son principalmente de dos tipos: (1) *coladas* o *flowstones*, unos espeleotemas que tapizan las paredes o suelos, y (2) *estalactitas*, que cuelgan y tapizan el techo ■

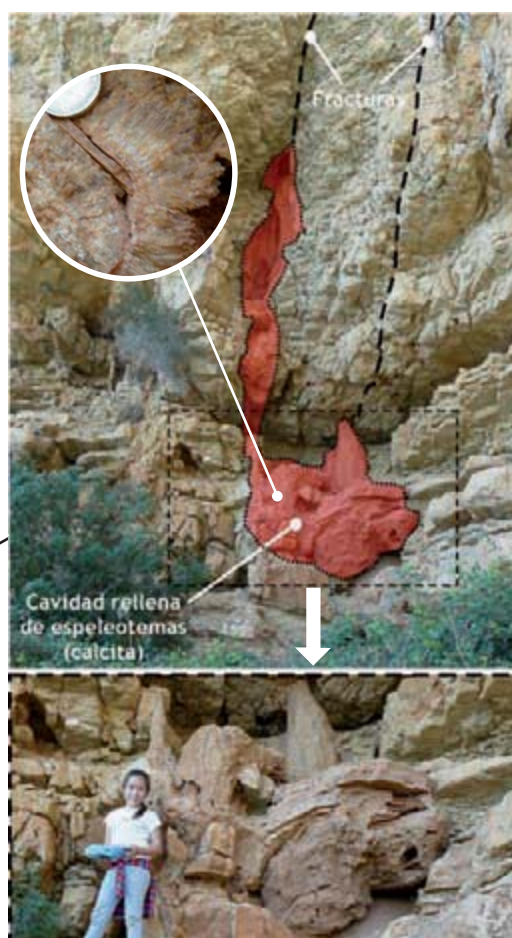
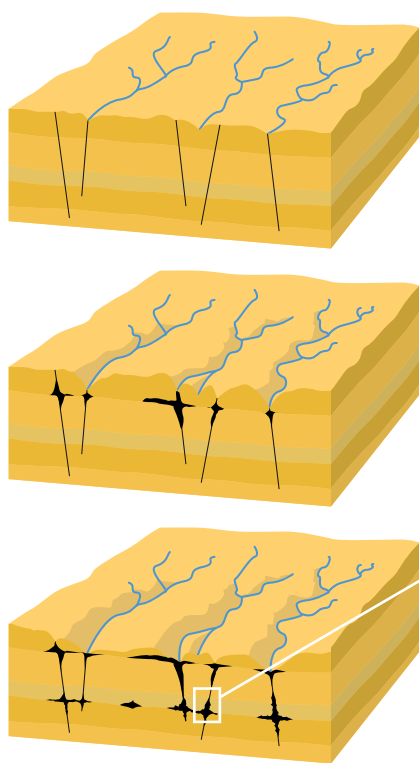


figura 9 - Las cuevas son más numerosas allí donde la roca está más fracturada. En la fotografía se observa una cavidad que ha sido rellena posteriormente por calcita.

LA INCREÍBLE CUEVA DEL MORAIG

En el extremo meridional de la playa del Moraig se sitúa la singular **Cova dels Arcs**. Pero la parte más espectacular de esta cavidad se encuentra debajo del agua. La Cova dels Arcs se comunica con otras cavidades por debajo del nivel del mar. Debido a la naturaleza carbonatada de las rocas, esta zona del litoral alicantino está caracterizada por un increíble entramado de galerías. Entre ellas destaca la impresionante **Cueva del Moraig**, conocida internacionalmente por los espeleobuceadores.

La Cueva del Moraig está caracterizada por una red de galerías de dirección predominante SSE-NNO. Tiene unos 7 metros de ancho y 2 de alto, alcanzando en algunos puntos dimensiones máximas de 10 m de diámetro. El techo es plano y sigue un estrato con ligero buzamiento al NO. En el fondo aparecen bloques desprendidos y

abundante sedimento. Tiene una longitud superior a 1000 m y una profundidad máxima, explorada hasta el momento, de 62 m, que se alcanza a una distancia de 960 m de la boca de la cavidad. Por ella discurre el **Riu Blanc**, la principal descarga del acuífero de Benissa hacia el mar (ver páginas 20 y 21) ■



14

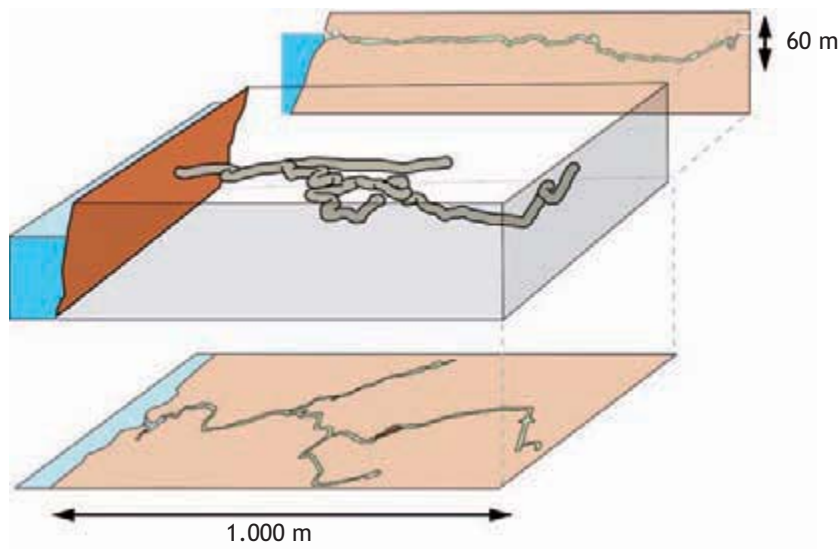


figura 10 - Esquema simplificado de la topografía de la Cueva del Moraig (modificado de SIDMAR BERNHARD PACK S.L.). En la fotografía superior se observa un espeleobuceador instalando equipos de medida en la surgencia submarina.

PARA SABER MÁS: "Manantiales de la Provincia de Alicante. II parte" (Excma. Diputación de Alicante, 2007)

En esta parada os proponemos un viaje en el tiempo hasta el Mioceno, un momento en el que la geografía que hoy conocemos era totalmente distinta; tan distinta que si hubiésemos mirado hacia el sur, en lugar del mar que se pierde en el horizonte nos encontraríamos con un paisaje de grandes islas. Esto ocurrió 24 millones de años atrás, y desde entonces la litosfera que encontramos bajo nuestros pies ha cambiado mucho.

A partir de ese momento comenzó un proceso de extensión de la litosfera terrestre que produjo un conjunto de fallas, a modo de escalones de una gigantesca escalera descendente (figura 11). De esta forma el fondo del mar se hizo cada vez más profundo. En nuestra costa, este proceso se desarrolló principalmente entre hace 15 y 10 millones de años. Los impresionantes acantilados de la costa norte de la provincia de Alicante, no son más que algunos de esos gigantes escalones, debidos a las fallas que hemos mencionado; fallas entre las que se encuentra la del Moraig (figura 12) ■

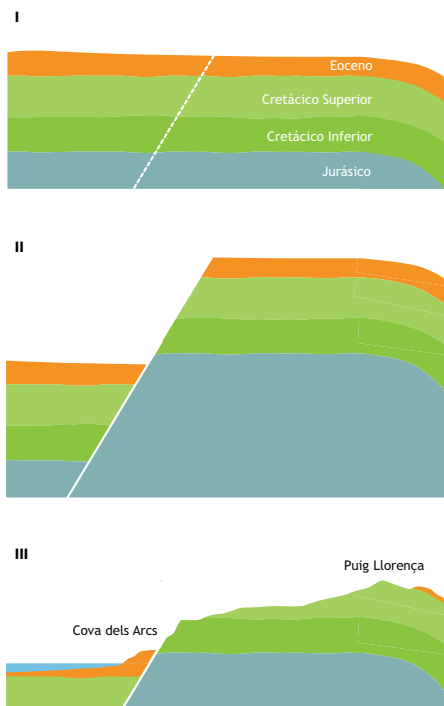


figura 12 - La falla del Moraig ha hundido las calizas de la Cova dels Arcs (Eoceno) varios centenares de metros (estas calizas se situaban en una posición algo superior a la cima actual de la Llorença).

15

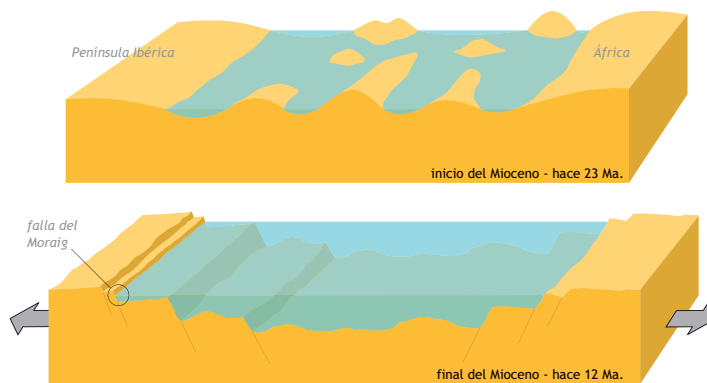
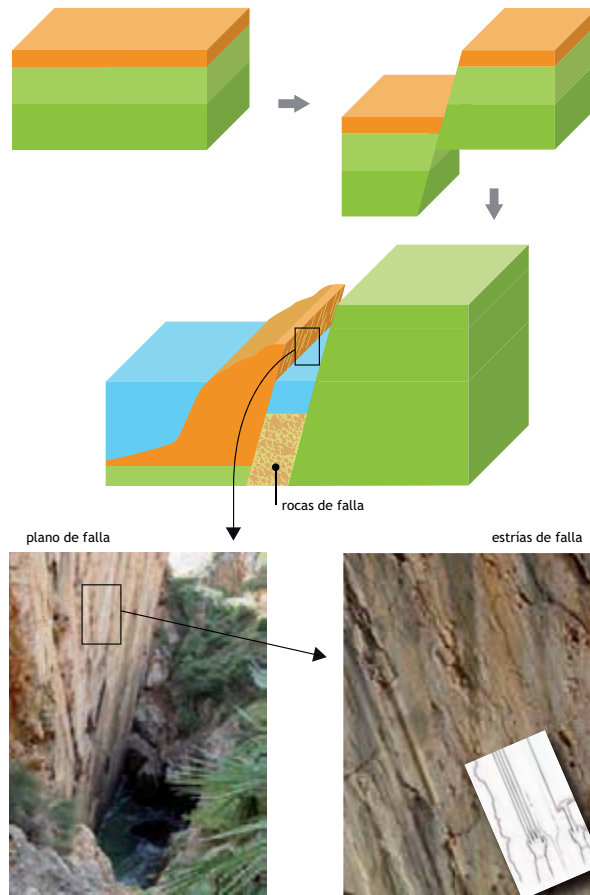


figura 11 - En este sencillo esquema se representa cómo la extensión que sufrió la litosfera en la zona en la que nos encontramos ha generado un conjunto de fallas que son las responsables de los imponentes acantilados de la costa norte alicantina.

LA FALLA DEL MORAIG



16

figura 13 – Esquema interpretativo de cómo se ha formado el plano de falla, las estrías y la hendidura, con el mar asomando al fondo, que puede contemplarse en el mirador de la Ruta temática de la falla del Moraig.

¿SABÍAS QUE ...

El desplazamiento de los dos bloques de roca a un lado y otro de la falla del Moraig generó una enorme fricción que tuvo una serie de efectos secundarios:

Espejo de falla: plano neto pulido.

Estrías de falla: las pequeñas irregularidades situadas entre los bloques generan estas pequeñas estrías.

Rocas de falla: en las proximidades de la falla las rocas se “trituran”. Estas rocas fragmentadas reciben el nombre de *brechas* o *rocas de falla*.

figura 14 – Falla normal con un desplazamiento de aproximadamente un metro en margas del Cretácico Inferior.



¿ SABÍAS QUE...

Las **fallas** son fracturas que rompen y desplazan las rocas. Existen tres tipos de fallas:



La Falla del Moraig es una falla normal.



figura 15 – Panorámica del extremo norte de la Cala del Moraig donde se observa cómo la falla del Moraig, hacia el norte, se ramifica en varias fracturas. En la fotografía se han señalado dos de las más importantes. Además, en la costa (en el extremo oriental del Morro Falquí) existe, al menos, otra falla que hunde las calizas del Eoceno en el mar.

Toda esta franja litoral sufre un amplio número de fenómenos gravitacionales debido a las fuertes pendientes de la zona (incluso en algunos lugares existen paredes en contrapendiente). En los taludes artificiales y las laderas naturales de toda esta área pueden reconocerse diversos fenóme-

nos de inestabilidad de taludes y laderas. La tipología de inestabilidad está muy condicionada por el tipo de roca y la orientación de las *diaclasas* (fracturas). Entre los procesos gravitacionales más frecuentes destacan las **caídas de rocas** y los **desplomes** (Figura 16).

18



Caída de rocas individualizadas desde el frente del macizo con posibles rebotes y/o rodaduras.



Desplome. Desprendimiento de un bloque de roca de trayectoria totalmente vertical.



figura 16 - Esquemas y fotografías de los tipos de roturas existentes.

Los factores desencadenantes y condicionantes más comunes son:

- 1 El oleaje en la base de los cantiles que genera erosión en el pie descalzando las laderas hasta desestabilizarlas.
- 2 El agua de lluvia que se infiltra por las discontinuidades de la roca generando empujes hidrostáticos que pueden llegar a desestabilizar bloques.
- 3 Los terremotos.
- 4 El efecto cuña de las raíces de la vegetación.
- 5 Las sobrecargas inducidas por las edificaciones construidas en la parte alta de las laderas.
- 6 La meteorización que modifica las propiedades de la matriz rocosa y favorece la posterior erosión de los materiales más blandos y posterior desestabilización de las capas más duras suprayacentes.

Cuando estos fenómenos de inestabilidad se superponen a zonas pobladas o con tránsito de personas resulta necesario actuar sobre los taludes y laderas con el fin de minimizar los riesgos asociados. A lo largo del último tramo de la carretera que accede a la playa del Moraig podemos observar numerosos ejemplos de este tipo de medidas correctoras como son las **mallas de protección**, las **redes de cable** y las **pantallas dinámicas** (Figura 17) ■

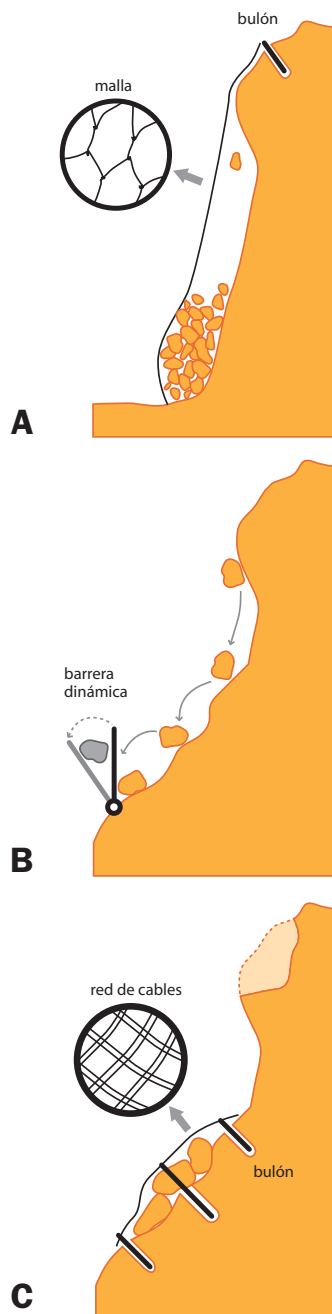


figura 17 - A - Malla de protección. B - Barreras dinámicas. C - Red de cables.

El Riu Blanc es como se conoce una surgencia de agua subterránea localizada al nivel del mar en la **Cueva del Moraig**, situada unos 100 m al sur de la cala del mismo nombre, siguiendo la línea de costa.

Esta surgencia es la principal descarga de agua del acuífero Depresión de Benissa, con caudales que en ocasiones superan los 1000 l/s, aunque también se producen entradas de agua de mar al acuífero por este punto, y especialmente por el sumidero de Toix, otra surgencia submarina situada en el Morro de Toix, al sur de Calpe.

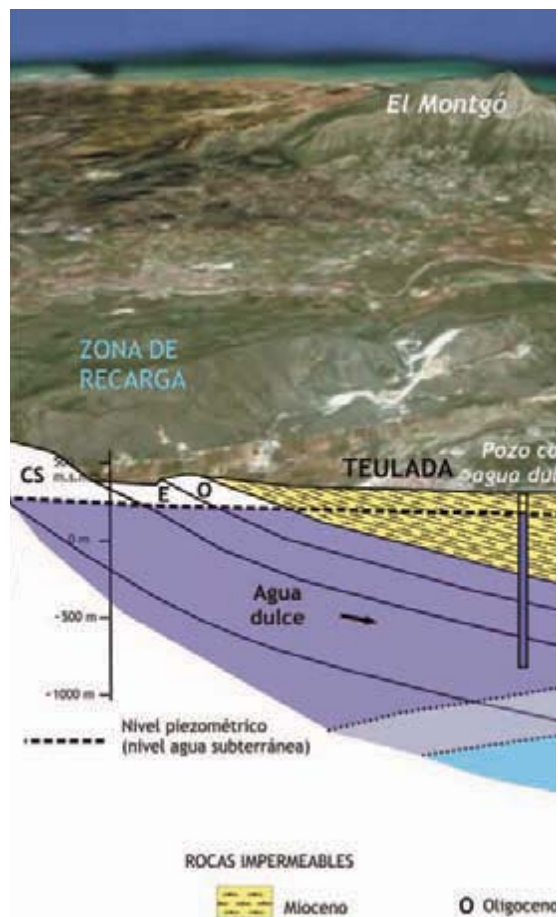
Al ser la Marina Alta una comarca con gran demanda de agua para abastecimiento urbano, especialmente por la actividad turística, han sido muchos los esfuerzos históricos por encontrar las aguas subterráneas para su captación, y aún más alentados por la existencia de esta gran descarga a nivel del mar. Diversos grupos de espeleobuceadores han cartografiado buena parte de la galería por donde circula el Riu Blanc, la Cueva del Moraig. El nombre de Cueva del Moraig procede de los tiempos de la ocupación árabe, cuando era conocida como “Fuente del Moro”. En ella se han realizado numerosas exploraciones por parte de espeleobuceadores. Destacan los trabajos de Bernhard Pack y Jose M^a Cortés. En la actualidad Salva Luque, Juan José Rodes, Óscar Barberá, Vicente García, Pepe Estevan, Miguel Mejuto y Yoyo están llevando a cabo trabajos de reinstalación en la cueva.

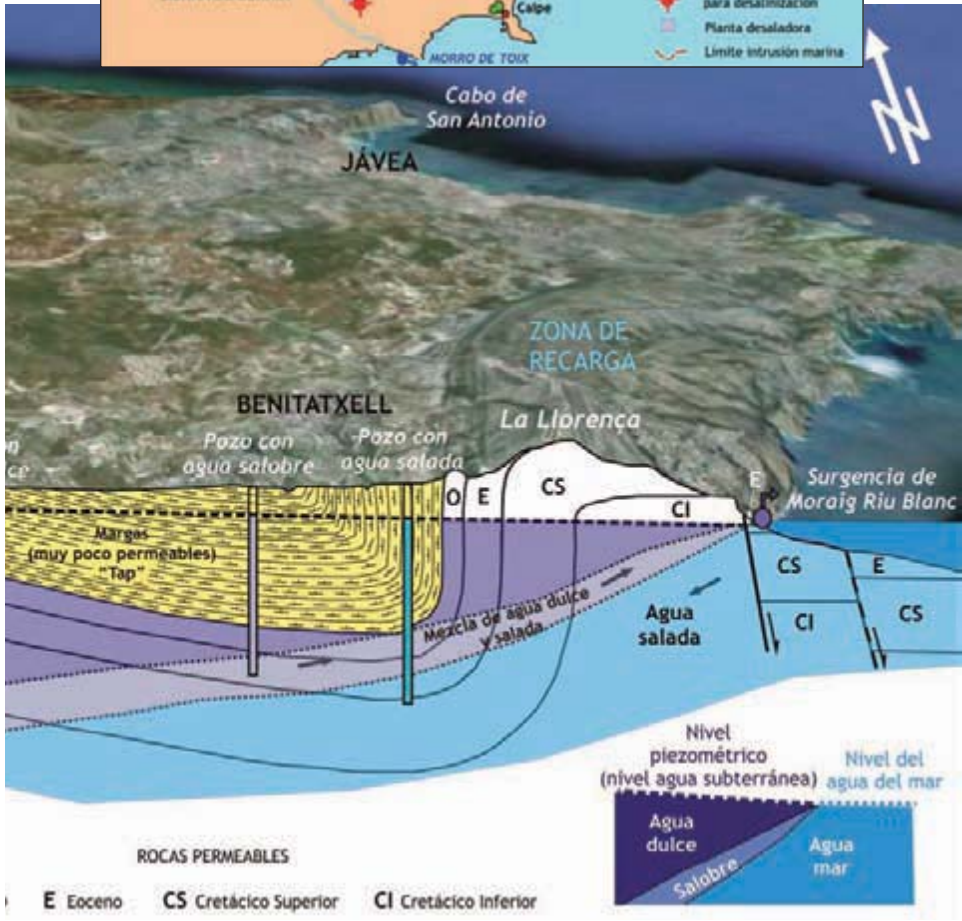
También se han realizado perforaciones para intentar captarla desde la superficie. La realidad es que está ubicada en una zona con gran influencia marina, por lo que el agua presenta un elevado contenido salino, producto de la mezcla de agua dulce y salada, que impide que se pueda utilizar

directamente en el abastecimiento urbano.

La influencia del mar en este acuífero puede superar la decena de kilómetros hacia el interior, haciendo necesaria la desalación del agua, especialmente en verano, en buena parte de los pozos que la captan ■

figura 18 - En la parte superior se muestra un mapa del **acuífero de Benissa**. En la parte inferior, sobre una imagen de Google Earth, se ha realizado un esquema sencillo del acuífero. Se ha señalado la parte de la roca que contiene agua dulce y salada, y la zona de tránsito que contiene una mezcla salobre. Además, se ha indicado la posición de la surgencia del **Riu Blanc**.





7

¿CÓMO SE HA FORMADO LA PLAYA DEL MORAIG?

Las costas acantiladas suelen estar salpicadas de entrantes. Estos sectores abrigados de la costa favorecen la acumulación de sedimentos y la formación de playas de pequeña extensión, habitualmente de morfología arqueada, que reciben el nombre de *calas*. ¿Por qué se acumulan sedimentos? La respuesta está en el fenómeno de refracción

de las olas. Éstas, al acercarse a la línea de costa, se arquean y adaptan a la forma de la costa. Esa adaptación origina una disipación de la energía al repartirse en mayor extensión, por lo que las partículas transportadas por las olas no se sostienen y se depositan. Por el contrario, los salientes son sectores dominados por la erosión ■

22

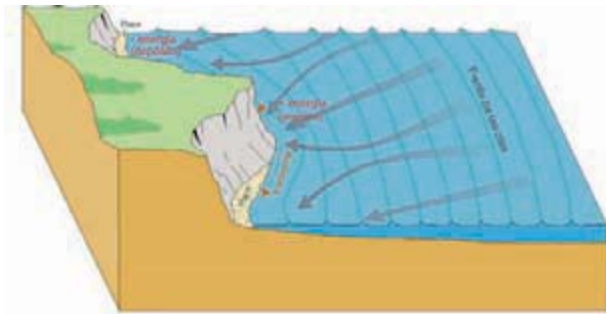


figura 19 – En la parte superior: esquema simplificado en el que se muestran los sectores de la costa sometidos a erosión y depósito.



En la parte inferior: fotografía aérea de la cala del Moraig en la que se indica la mayor energía del oleaje en los salientes rocosos del acantilado, y la menor energía en la cala, lo que permite el depósito del sedimento, principalmente grava. Esquema modificado de Laignère et al. (2004).

¿SABÍAS QUE....

La **pendiente de una playa** está íntimamente relacionada con la *granulometría* (tamaño de grano) del sedimento. Así, las playas de arena fina suelen tener pendientes muy suaves (menos de 5°) mientras que las de cantos son de mucha mayor inclinación (más de 15°).

EXCAVA UN YACIMIENTO PALEONTOLÓGICO CON EL MUPE

El Museo Paleontológico de Elche (MUPE), realiza varias campañas de excavación todos los años. Los fósiles recuperados pueden ser visitados en dicho museo, el único espacio monográfico de paleontología de la provincia de Alicante.

La recuperación de los fósiles en el campo no es una tarea sencilla. Por ejemplo, antes de llevar un hueso al laboratorio, debemos obtener toda la información posible en el yacimiento. Las excavaciones paleontológicas suelen contar con un equipo de especialistas en distintos campos. Durante el Geolodía puedes participar en una excavación con nosotros.

El MUPE es un museo de la historia de la vida que permite averiguar lo diversa y fascinante que era la vida en nuestro entorno más cercano hace varios millones de años. La parte visible del museo, su exposición, se encuentra estructurada en dos plantas de exposición permanente con

más de mil fósiles originales expuestos. Pero el MUPE no es solo una exposición de fósiles, sino una institución científica que conserva una colección con más de 70.000 ejemplares y que desarrolla una actividad profesional en la investigación y comunicación de la paleontología y del patrimonio.

La conservación del material paleontológico es un apartado esencial que no sólo contempla el correcto almacenamiento de los restos, sino también su limpieza y control preventivo. El museo dispone de un laboratorio de preparación fósil y de un espacio destinado al almacenamiento de las colecciones.

Si quieres descubrir cómo era la vida en el pasado y participar con nosotros puedes obtener más información en nuestra página web www.cidarismpe.org y en el Blog del MUPE <http://mupe-blog.blogspot.com> ■

23

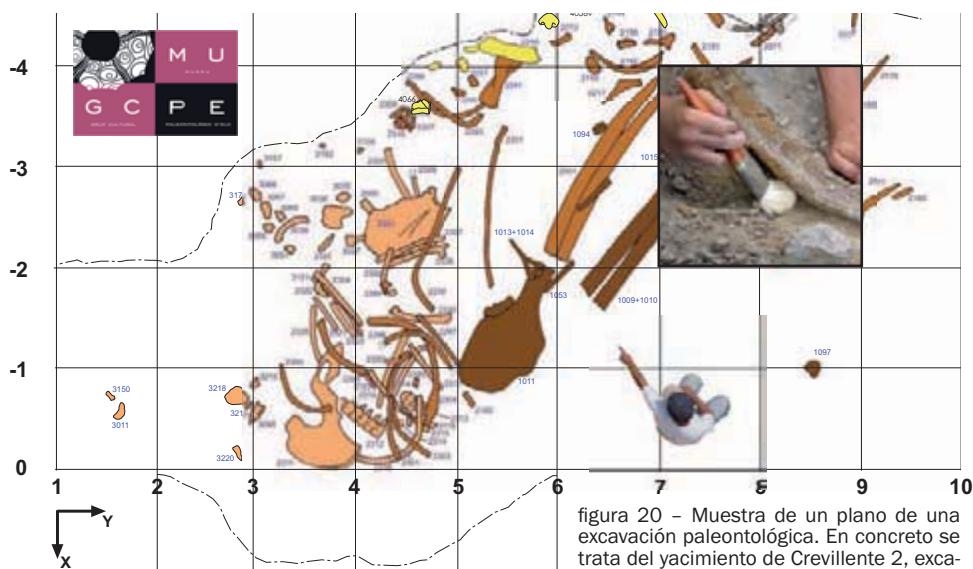


figura 20 - Muestra de un plano de una excavación paleontológica. En concreto se trata del yacimiento de Crevillente 2, excavado por el MUPE. Los colores indican diferentes años (campañas) en los que fueron extraídos los huesos.

Foto: Fernando Prieto www.linkalicante.com



organizan:



convocan:



patrocinan:



Autores y monitores del Geología Alicante 2011 (por orden alfabético): J.C. Aguilera, P. Alfaro, J.M. Andreu, J. Ayanz, J.F. Baeza, D. Benavente, M. Cano, J.C. Cañaveras, H. Corbi, M. Cuena, C. Domènech, C. Espinosa, J. Espinosa, A. Estévez, A. Giannetti, J. González, M. González, J.A. Hernández, C. Lanois, M. López-Arcos, M. López-I. Martín, J. Martínez, J. Moruno, P. Moya, M.C. Muñoz, J. Olcina, L. Oliver, J.M. Ortega, J. Parrés, J.J. Rodas, J. Romero, J.C. Siment, R. Tomás, A. Yébenes y V. Vidal. Y el equipo del MUPE.
Diseño: Enrique López Aparicio. **Edita:** Universidad de Alicante. Departamento de Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente.
Imprime: Universidad de Alicante. Imprenta. ISBN: 978-84-693-1595-8. **Depósito Legal:**

Sábado 31 de mayo de 2014

ITINERARIO GEOLÓGICO POR LA CALA DEL MORAIG (Benitatxell)

El itinerario discurre por el entorno de la cala del Moraig, ubicada en la comarca de la Marina Alta (provincia de Alicante), en la costa acantilada del término municipal de Benitatxell, entre las poblaciones de Moraira y Jávea (Fig. 1).



Figura 1. Mapa del itinerario de la cala del Moraig con la localización de las paradas.

CONTEXTO GEOLÓGICO DE LA CALA DEL MORAIG (serra de la Llorença)

La cala del Moraig se ubica en los materiales carbonatados de la sierra de la Llorença (Fig. 2), donde destaca el Puig de la Llorença; este pico es el más elevado del término municipal de Benitatxell con 439 m de altitud y es uno de los miradores privilegiados de la región. Las rocas de la serra de la Llorença pertenecen al Prebético de la Zona Externa de la Cordillera Bética.

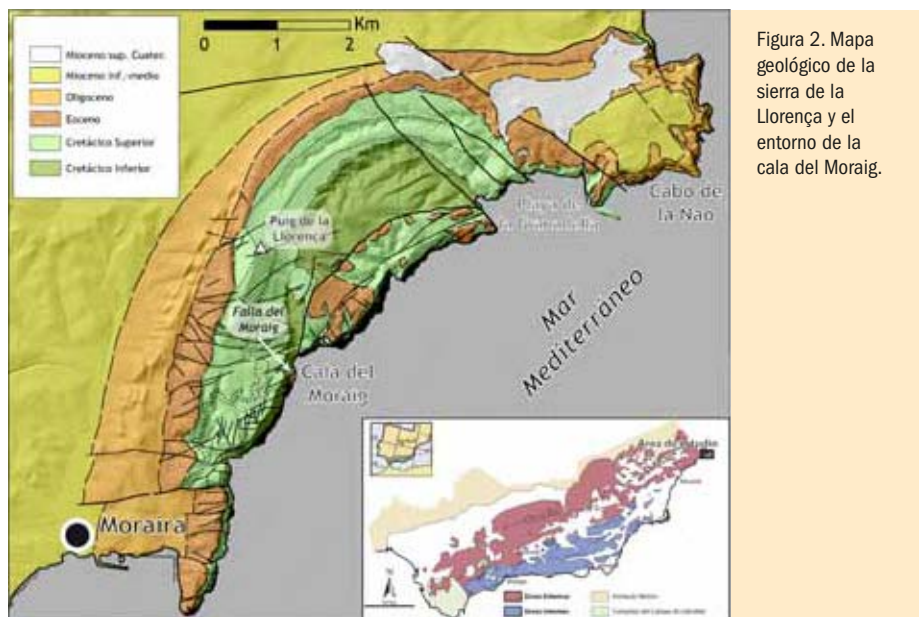


Figura 2. Mapa geológico de la sierra de la Llorença y el entorno de la cala del Moraig.

Estratigrafía

La serra de la Llorença presenta una potente sucesión estratigráfica de edad comprendida entre el Albiense y el Mioceno (Fig. 2), con un espesor total de más de 1000 m. Los materiales cretácicos, en los que se desarrollan los acantilados y buena parte de la ladera oriental de este relieve, están representados por tres formaciones: Fm. Sácaras (Albiense Inferior-medio), constituida por calcarenitas y margas ocres; Fm. Jumilla (Albiense Superior p.p.), formada por calizas grises con corales y rudistas; y Fm. Caliza de Jaén (Albiense terminal-Cenomaniense inferior), formada por calizas blancas con orbitolinas y calcisferas. Discordante sobre esta sucesión se encuentran las calizas con nummulítidos del Eoceno, a las que sucede una unidad de calizas y margas del Oligoceno, y finalmente la unidad de margas del Mioceno denominada “Tap”, que se extienden en la ladera occidental y los relieves alomados del sector de Teulada.

Tectónica

El estilo tectónico de la provincia de Alicante ha sido condicionado por la existencia de materiales arcillosos y evaporíticos triásicos de facies Keuper, depositados sobre el basamento varisco paleozoico. Estos materiales actúan como nivel de despegue entre el basamento y el resto de la cobertera sedimentaria, dando lugar a una tectónica de tipo *thin skinned*. Sobre el basamento y este nivel de despegue, se formó un tren de pliegues junto con algunos cabalgamientos y fallas de salto en dirección. El anticlinal de la serra de la Llorença (Fig. 2) y el sinclinal de Benissa son una muestra de este conjunto de pliegues de la Zona Externa. Además de los pliegues mencionados, en la serra de la Llorença, se observan numerosas fallas normales de diferente salto. Entre ellas destaca la falla del Moraig que, con más de 500 m de desplazamiento, es responsable de la costa acantilada de la cala del Moraig.

ITINERARIO GEOLÓGICO

El itinerario geológico consiste en una parada preliminar panorámica desde el mirador turístico situado en la carretera que une Benitatxell y la urbanización Cumbres del Sol, y un breve recorrido de unos 3 km de longitud por el entorno de la cala del Moraig en el que se realizarán cuatro paradas (Fig. 1).

■ PARADA 1. MIRADOR TURÍSTICO

Desde este mirador se contempla una espectacular panorámica del cabo de San Antonio, el Mongtó, la sierra de Bernia, el peñón de Ifach y serra Gelada, entre otros relieves de la Zona Externa de la Cordillera Bética (Prebético de Alicante).

En el detalle, se observa el anticlinal que domina la estructura de la serra de la Llorença (Figs. 2 y 3). La característica más destacada de este anticlinal es que presenta una charnela curva, con una dirección que varía entre NNE-SSW y casi E-W. Es un pliegue vergente al NW-N con un flanco occidental-septentrional subvertical o ligeramente invertido y un flanco SE-S subhorizontal o con ligeros buzamientos hacia el mar (Fig. 5).

Si se realiza una panorámica hacia el SSW, se observa en la cima de la serra de la Llorença las capas del Cretácico Superior (donde se encuentran las antenas) buzando hacia el NW. Sobre ellas, se observan margas y calizas del Eoceno que van aumentando de buzamiento hasta verticalizarse e, incluso, invertirse (Fig. 3). En panorámica hacia el W, se reconoce una cresta de calizas verticales del Oligoceno, y una amplia depresión sobre la que se sitúan las poblaciones de Benitatxell y Teulada, donde se sitúan las margas del Mioceno ("Tap").

Figura 3. Panorámica hacia el SSW (hacia lo alto de la Llorença) desde el mirador turístico situado en la carretera entre Benitatxell y la urbanización Cumbres del Sol. Se observan las capas plegadas del Cretácico Superior (CS) y del Eoceno (E).



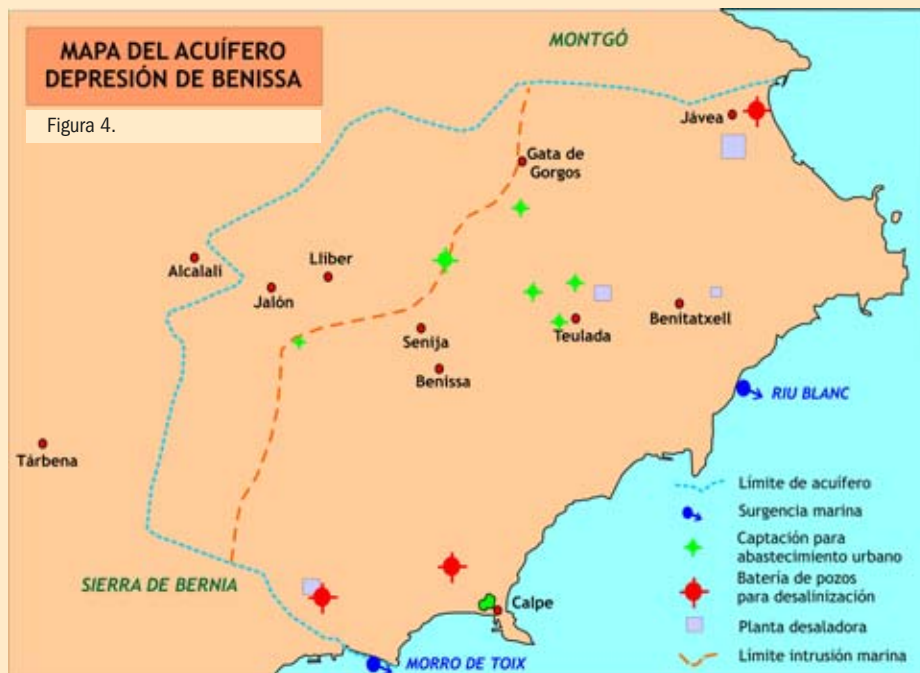


Figura 4.

Acuífero de la Depresión de Benissa

El acuífero de la Depresión de Benissa es uno de los acuíferos más grandes de la provincia de Alicante, ya que su superficie alcanza 253 km² (DPA, 2007). Se extiende entre el Morro de Toix y el Cabo de San Antonio por su parte oriental; a lo largo del borde meridional del Montgó por su parte N, está limitado por las sierras de Castell de la Solana, Cocolí y la cuenca de Tárbeno por su sector occidental, y alcanza de nuevo el Morro de Toix siguiendo la dirección de la sierra de Bernia (ver figura 4).

El acuífero de Benissa es un sistema muy complejo constituido principalmente por calizas del Cretácico y Oligoceno cuya potencia sobrepasa los 500 m. La existencia de niveles impermeables, junto con el alto grado de tectonización de la región, favorece la compartimentación del sistema. Esto permite la coexistencia de bloques con diferentes niveles piezométricos y desigual grado de saturación que llegan a desarrollar pequeños reservorios colgados de carácter local. No obstante, a grandes rasgos es posible establecer un nivel piezométrico general, pudiéndose considerar como un único acuífero.

Los límites del sistema son algo inciertos. A grandes rasgos, las calizas que constituyen el acuífero contactan lateralmente con diferentes formaciones de margas y arcillas de diferentes edades. Así, las margas del Cretácico Inferior confinan lateralmente el borde N. En el borde W son las arcillas del Keuper y el propio impermeable basal de margas cretácicas las que actúan como barreras laterales, mientras que en el sector S son las margas del Eoceno. De cualquier forma, todo parece indicar que existen conexiones hidráulicas con otros acuíferos adyacentes, sobre todo a lo largo de su borde occidental. Por último, la franja costera, comprendida entre el Morro

de Toix y el Cabo de San Antonio, constituye un límite abierto con el mar.

La alimentación proviene principalmente de la lluvia caída sobre los aproximadamente 130 km² de materiales permeables que afloran en los bordes del sistema. La precipitación media está comprendida entre 400 y 800 mm/año. También se establecen entradas procedentes del río Jalón-Gorgos y lateralmente desde otros acuíferos occidentales. Las entradas medias se estiman en 20 hm³/año (DPA, 2007). El patrón de circulación se encuentra dividido en dos sectores definidos por un umbral piezométrico situado en torno a Benissa. El sentido de flujo en el sector septentrional es E-NE, mientras en el meridional va hacia el S. La descarga natural de este acuífero se produce mayoritariamente por la surgencia de Moraig y, en menor medida, por otros manantiales situados a lo largo de la franja costera, así como de manera oculta por su parte septentrional hacia los acuíferos de Jávea y Solana de Llosa. A lo largo del acuífero existen numerosos sondeos que bombean sus aguas. Para un año hidrológico de pluviometría media, las descargas totales de agua dulce se han cuantificado del orden de 13 hm³/año, siendo los bombeos medios de 7 hm³/año.

En cuanto a las características fisicoquímicas de sus aguas, éstas muestran una gran variabilidad. Coexisten aguas de baja mineralización (<300 mg/L) y facies bicarbonatada cálcica, especialmente en las partes interiores del acuífero, con aguas altamente mineralizadas (> 10000 mg/l) y de facies clorurada sódica resultantes de la mezcla de agua dulce-agua del mar. La intrusión marina es el principal problema de este acuífero.

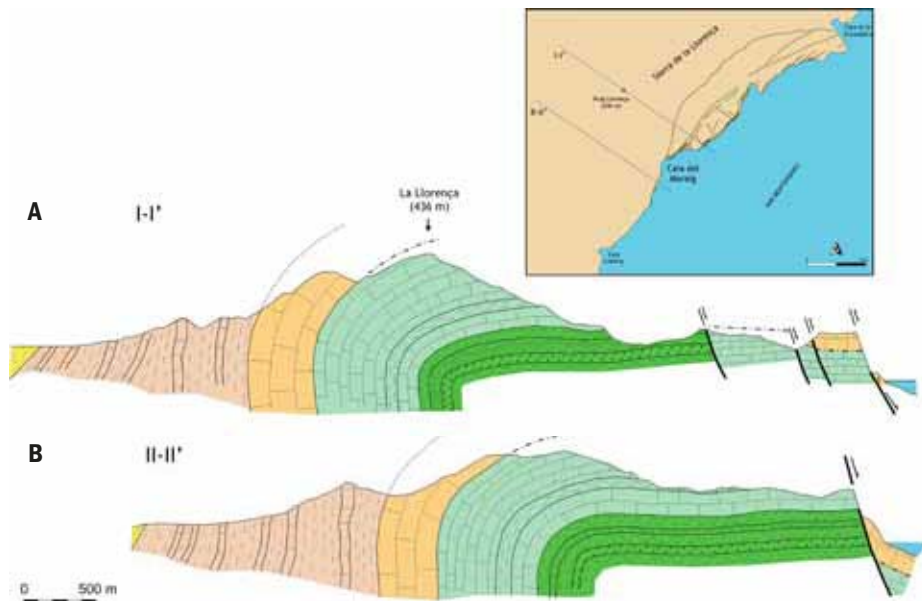
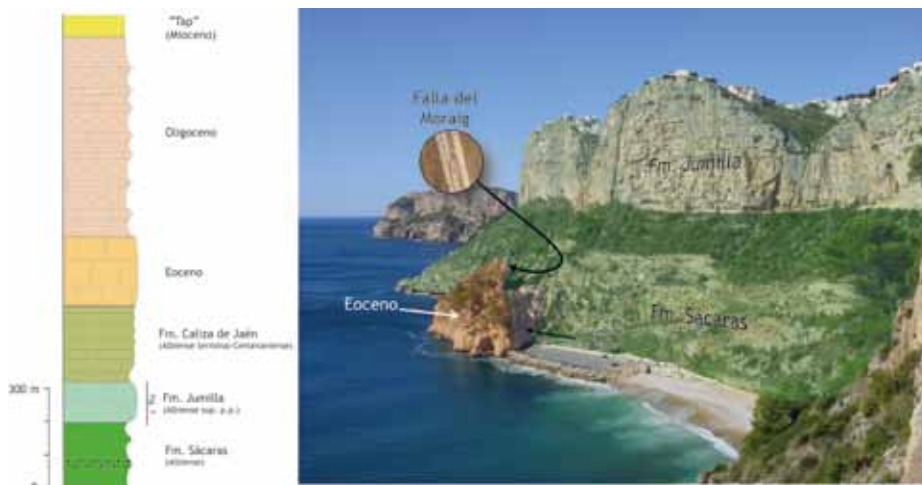


Figura 5. **A.** Esquema cartográfico de la falla del Moraig. **B.** Cortes geológicos transversales a la falla en los que se puede observar, además, el anticlinal de la sierra de la Llorença.

■ PARADA 2. MIRADOR DELS PENYASSEGATS

Desde el aparcamiento situado en la parte alta de la cala del Moraig, se accede por un sendero de apenas 200 m a un espectacular mirador de la cala (Fig. 6). Desde aquí se observan los principales conjuntos litológicos del itinerario y la geomorfología acantilada de la costa. Además, con los datos observados en la parada previa, se completa la estructura anticlinal de la serra de la Llorença.

Figura 6. Izquierda: Columna estratigráfica de la sierra de la Llorença. Derecha: Panorámica del acantilado de la cala del Moraig en el que se han indicado los diferentes conjuntos de rocas (ver texto).



El Cretácico de la Llorença

Los materiales cretácicos de la Llorença, que dominan la costa acantilada de su vertiente oriental, pertenecen al Prebético Interno, que está formado por los materiales depositados en la parte más distal de la plataforma marina desarrollada en el Paleomargen Sudibérico durante el Mesozoico. La sucesión estratigráfica está formada por materiales del Albiense-Cenomaniense, con un espesor de aproximadamente 400 m.

La Fm. Sácaras (Albiense Inferior-medio) está formada por 100 m de calca-renitas ocre con orbitolinas intercaladas con niveles de margas con erizos y ammonites. Esta unidad se depositó en ambientes de plataforma marina abierta, con sedimentación mixta terrígena-carbonatada.

La Fm. Jumilla (Albiense superior p.p.) (Fig. 7), está constituida por 113 m de calizas grises con corales y rudistas, en las que se han reconocido dos ricas asociaciones de facies: una asociación de ambientes someros de alta energía con predominio de facies de corales, y otra asociación de ambientes más restringidos y calmados, dominada por facies micríticas con rudistas,

localmente con evidencias de exposición subaérea. Una de las características más interesantes de esta unidad es la ciclicidad de diverso rango que ha permitido su división en dos secuencias deposicionales y numerosos ciclos elementales de facies. Esta formación representa un importante episodio de progradación de plataformas carbonatadas en el Prebético, y el final del desarrollo de facies urgonianas.

La Fm. Caliza de Jaén (Albiense terminal-Cenomaniense inferior), está formada por 200 m de calizas, que en la parte inferior contienen intercalaciones margosas y niveles de "orbitolinita" y hacia techo pasan a calizas micríticas con calcisferas y foraminíferos planctónicos. Esta formación es el registro local de la gran transgresión marina ocurrida durante el Albiense terminal y el Cenomaniense inferior en la placa Ibérica, que también tuvo como consecuencia el depósito de las calizas blancas del macizo del Montgó.

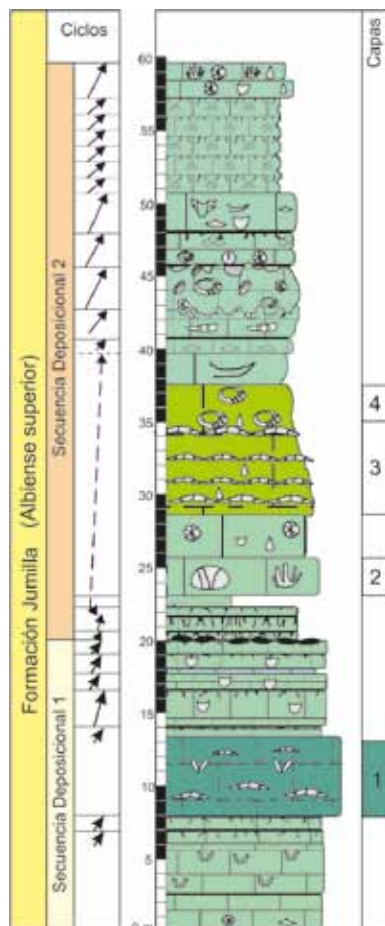


Figura 7. Sección estratigráfica de la Fm. Jumilla en la Llorença. 1 a 4 son las capas ricas en corales. Los nuevos taxones se localizan en la capa 1.

Una reserva de paleobiodiversidad: los corales del Albiense de la Llorença

Un estudio reciente sobre las faunas de corales de la Fm. Jumilla en la Llorença (Löser et al., 2013) ha puesto de manifiesto una elevada biodiversidad local de este grupo fósil, con la descripción de 35 especies pertenecientes a 28 géneros, que incluyen dos nuevos géneros (*Heteropistophyllum* y *Pleurodendron*) y seis nuevas especies (*Pleurodendron prebeticum*, *Aulastraea crassicalix*, *Metaulastraea elae*, *Mitrodendron ultimus*, *Silingastraea valentina* y *Paraacanthogyra hispánica*), todos definidos a partir de los afloramientos de la Llorença, que se convierte de este modo en una referencia para los corales del Albiense superior a nivel mundial (Fig. 8).

A escala global se ha constatado un declive en la diversidad de faunas de corales durante el Albiense, que se relaciona con los efectos de los Eventos Anóxicos Oceánicos del Aptiense y Albiense inferior

(OAE 1), y del ascenso de la temperatura de las aguas marinas. Esta reducción en la biodiversidad de corales tuvo su culminación en un importante evento de extinciones que tuvo lugar al final del Cenomaniense, en relación con el OAE 2. La recuperación tras este evento supuso una importante renovación de las faunas de corales en el Cretácico Superior. La presencia de una rica asociación de corales en el Albiense superior de la Llorença se considera ligada a su paleogeografía singular y representa una oportunidad única para establecer la relación entre las ricas asociaciones del Cretácico Inferior y las del Superior, a la vez que ha permitido ampliar el conocimiento sobre la distribución paleobiogeográfica y la evolución de los corales escleractinios durante la transición entre el Cretácico Inferior y el Superior.

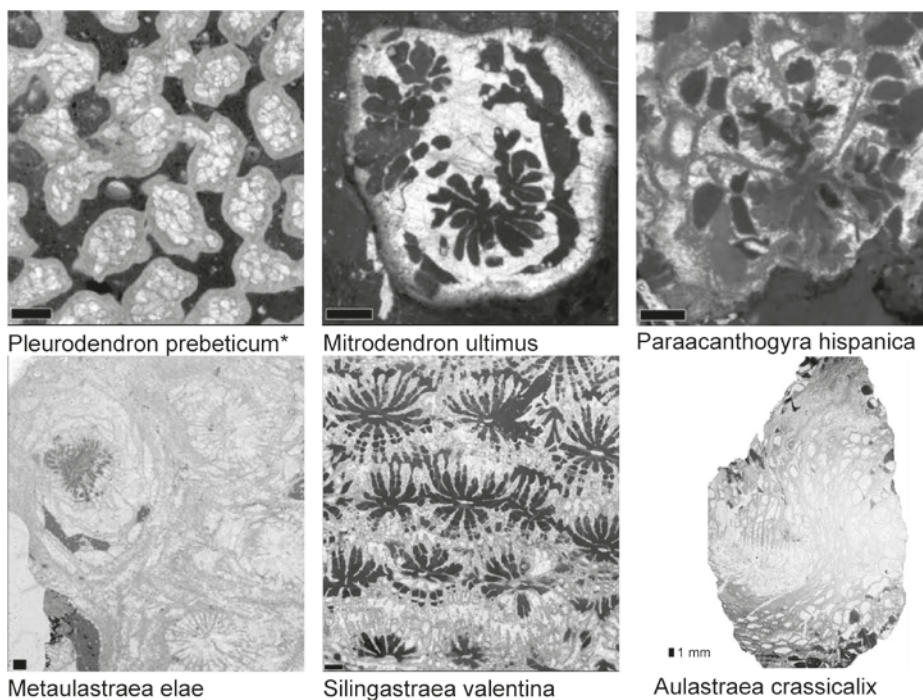


Figura 8. Nuevas especies de corales definidas a partir de los afloramientos de la Llorença.

* Nuevo género.

■ PARADA 3. SENDERO HACIA CALA LLEBEIG

Después de regresar al aparcamiento nos dirigimos ahora al sendero conocido como Ruta de los Acantilados, que conduce a la cala Llebeig. Avanzaremos por él solamente unos 500 m, aproximadamente por el contacto estratigráfico entre las calcarenitas de la Fm. Sácaras y las calizas de la Fm. Jumilla. En este breve recorrido podremos ver numerosas evidencias de la karstificación de las calizas de la Fm. Jumilla y su estrecha relación con la fracturación.

Las fracturas asociadas al anticlinal de la Llorençà y, especialmente, las asociadas a la falla del Moraig y otras fallas normales, favorecen el desarrollo kárstico en la zona no saturada del acuífero de Benissa. Las calizas de la Fm. Jumilla contienen una densa red de conductos kársticos. Algunos de estos conductos están rellenos total o parcialmente de espeleotemas de diferente naturaleza, entre los que destacan las coladas o flowstones y las estalactitas.



Figura 9. Panorámica del extremo norte de la cala del Moraig donde se observa cómo la falla del Moraig, hacia el norte, se ramifica en varias fracturas (ver figura 5A). En la fotografía se han señalado tres de las más importantes.

■ PARADA 4. SENDERO TEMÁTICO DE LA CALA DEL MORAIG

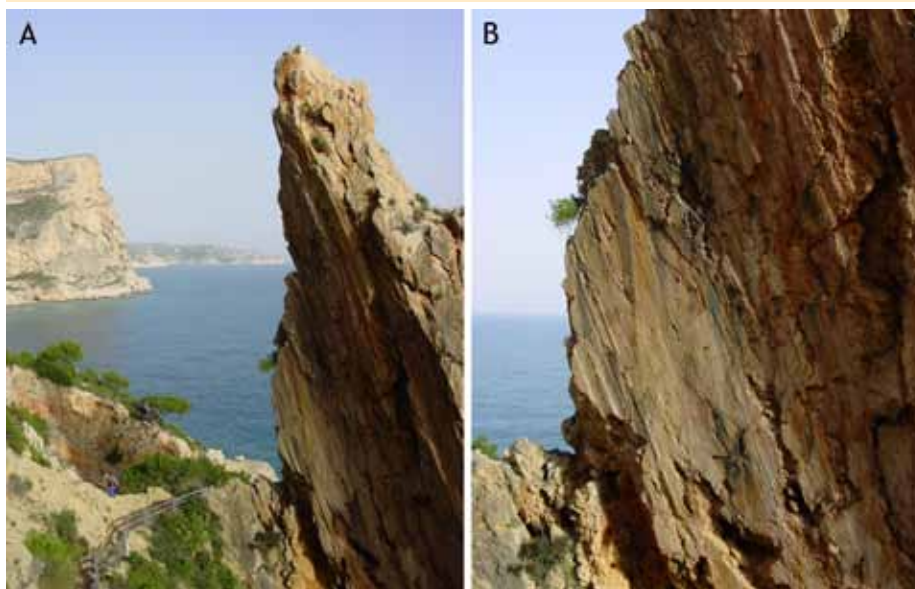
Regresamos de nuevo al aparcamiento y descendemos por la carretera asfaltada hacia la cala del Moraig. Aproximadamente a unos 100 m antes de llegar a la cala tomamos a la derecha un sendero que, en algo más de 300 m, nos conduce a un impresionante afloramiento de la falla del Moraig, donde además se encuentra la surgencia del riu Blanc.

La falla del Moraig

La falla del Moraig es una falla normal cuya traza cartográfica se extiende entre las calas del Moraig y de la Granadella y que probablemente se prolonga algunos kilómetros más bajo el mar hacia el SSW, bordeando la costa acantilada entre la cala del Moraig y la punta de Moraira. La falla tiene un trazado curvo en el que se diferencian tres segmentos de diferente dirección (NNE-SSW en la cala del Moraig, NE-SW en su parte intermedia y casi E-W en las proximidades de la cala de la Granadella) (Fig. 2). En el extremo meridional la zona de falla es más estrecha y el salto se acomoda en un único plano principal, mientras que hacia el NE, la falla se ramifica en varios planos entre los que se distribuye el salto, que producen varios escalones topográficos (Figs. 5 y 9). En la cala del Moraig y sus alrededores existen varios afloramientos, algunos de gran espectacularidad, en los que se observa la superficie de falla, con un buzamiento de entre 45° y 60° hacia el ESE. Se observan estrías principalmente de buzamiento, con un rake de 70° hacia el S (Fig. 10). Usando como marcador las calizas del Eoceno, se ha podido estimar que la falla del Moraig tiene un salto mínimo de unos 500 m en su segmento más meridional. Este desplazamiento se produjo durante el Mioceno medio y, probablemente, el inicio del Mioceno superior. La erosión diferencial de la roca de falla en el sector SW de la cala del Moraig (mirador situado en el extremo de la ruta temática de la falla del Moraig) ha dejado expuesto, de forma espectacular, el plano de falla. Al fondo de esta espectacular “hendidura” se sitúa la entrada a la cueva del Moraig (Fig. 10).

La falla del Moraig no es la única que existe en este entorno, sino que en toda la costa del norte de la provincia de Alicante aparecen numerosas fallas de características similares, las cuales también han sido descritas en el fondo marino (Yébenes et al., 2002). De hecho, estas fallas son las responsables de los espectaculares acantilados que jalonan el litoral septentrional de la provincia.

Figura 10. Aspecto de la falla del Moraig en el extremo SW de la cala del Moraig.



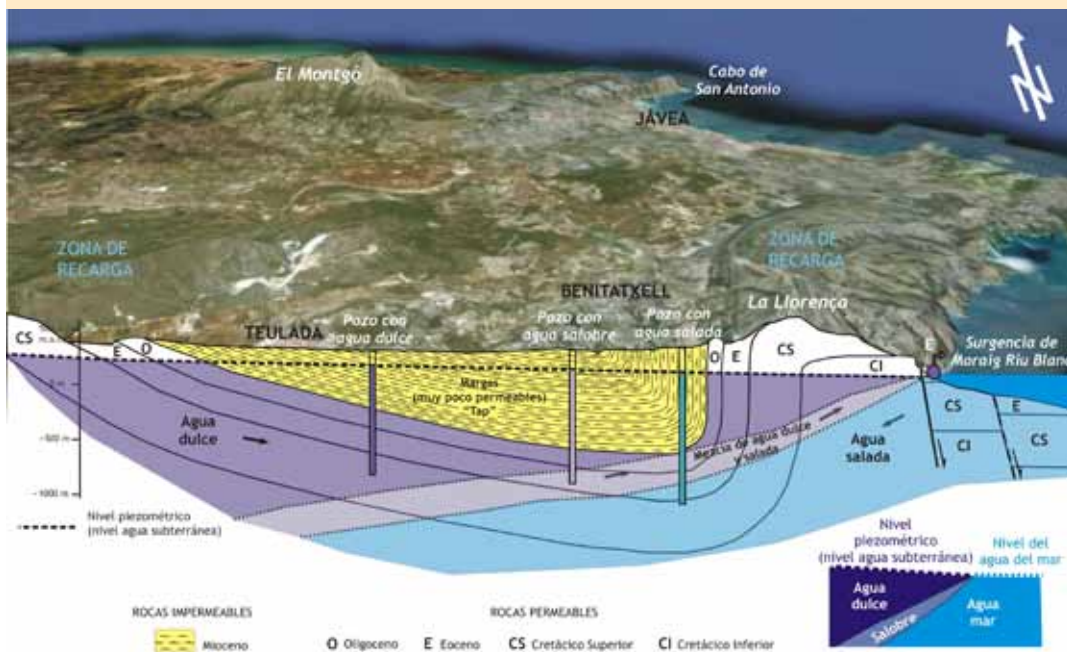
El manantial del Moraig

El manantial del Moraig es el principal punto de descarga del acuífero de la Depresión de Benissa. Este manantial, también denominado riu Blanc, surge de la cueva del Moraig situada aproximadamente 100 m al S de la cala del Moraig y a cota de nivel del mar (Fig. 11). Forma parte de un complejo entramado de galerías de dirección predominante SSE-NNO, que aprovechando planos de discontinuidad como consecuencia de la fracturación, se desarrollan en los carbonatos cretácicos (Fig. 12). La cueva del Moraig presenta unas dimensiones de 7 m de ancho y 2 m de alto, alcanzando en algunos puntos hasta 10 m de diámetro. El techo es plano y el fondo contiene abundante sedimento y bloques desprendidos. La longitud es superior a 1000 m, si bien, todavía no está totalmente explorada.

El manantial presenta un comportamiento típico de “surgencia kárstica”, de manera que su caudal experimenta grandes oscilaciones en función de las características climáticas. En periodos de intensas precipitaciones se han registrado caudales superiores a $1 \text{ m}^3/\text{s}$; descargas que muchas veces pueden llegar a ser reconocibles desde el mirador de la falla del Moraig, e incluso en ocasiones se distingue una pluma de aguas enturbiadas adentrándose hacia el mar (Fig. 13).

Una característica de este manantial es la elevada salinidad de sus aguas (20 g/L). El origen de tal mineralización se atribuye al proceso de intrusión marina, como consecuencia de presentar su límite abierto con el mar.

Figura 11. Sobre una imagen de Google Earth se ha realizado un esquema sencillo del acuífero de Benissa. Se ha señalado la parte de la roca que contiene agua dulce y salada, y la zona de tránsito que contiene una mezcla salobre. Además, se ha indicado la posición de la surgencia del riu Blanc.



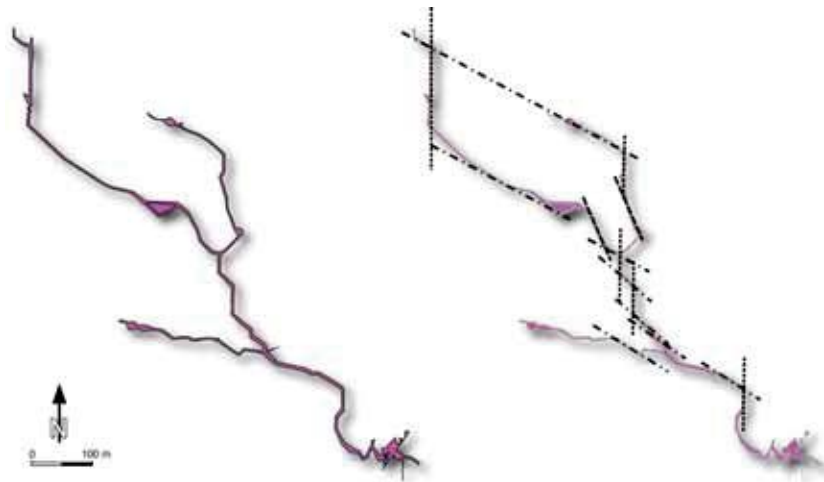


Figura 12. Topografía en planta de la cueva del Moraig realizada por Bernhard Pack. En la imagen de la derecha se han superpuesto con líneas discontinuas varias direcciones de fracturación; se puede observar cómo la cavidad se ha desarrollado siguiendo algunas de esas fracturas.



Figura 13. **A.** En periodos de fuertes precipitaciones es posible reconocer la descarga del riu Blanc (acuífero de Benissa) que forma una pluma de turbidez visible desde diferentes lugares de la costa. **B.** En el mirador de la falla del Moraig se puede reconocer la descarga del acuífero.

■ PARADA 5. COVA DELS ARCS

Retrocedemos por el sendero temático de la cala del Moraig hasta llegar a la carretera y bajamos hasta la misma cala, donde nos encontraremos con la cova dels Arcs, última parada del itinerario. Esta cueva se ha desarrollado en calizas del Eoceno.

Como ya hemos mencionado anteriormente, la naturaleza carbonatada de las rocas del entorno de la cala del Moraig favorece los procesos de karstificación. En el extremo meridional de la playa del Moraig se sitúa la singular cova dels Arcs, que constituye un bellissimo ejemplo de este proceso kárstico.

Además, cuando el oleaje permite el acceso a la cueva es posible observar en sus paredes la existencia de planos de la zona de falla del Moraig.



Figura 14. Panorámica de la Cova dels Arcs, con la falla del Moraig en la parte superior. En la fotografía de detalle se observa un grupo de visitantes en su interior durante la celebración del Geolodía de 2011.

REFERENCIAS

- AGUILERA ET AL. (2011). *Geolodía Alicante 2011: Cala del Moraig, Benitatxell*. 24 p.
- DPA (2007). *Los manantiales provinciales. Segunda parte*. Excma. Diputación Provincial de Alicante, 236 p.
- LÖSER, H., CASTRO, J.M. Y NIETO, L.M. 2013. *Late Albian Scleractinian corals from the Prebetic zone (SE Spain)*. – *Palaeontographica*, 301, 1/2: 1-62; Stuttgart.
- YÉBENES, A., ALFARO, P., DELGADO, J., ESTÉVEZ, A. Y SORIA, J.M. (2002). *Sea cliffs resulting from late Miocene extensional tectonics: the Serra Gelada case study (Betic Cordillera, Spain)*. *Geomorphology*, 42, 197-211.

LUNES 26 DE MARZO

- **Sierra de Aitana**
- **Ciudad de Alicante**

geología 09

Alicante

Sierra de Aitana
4 de Octubre

PRESENTACIÓN



2 **G**eolodía surge de una iniciativa aragonesa el año 2005. Desde entonces se ha celebrado anualmente en distintas localidades de la provincia de Teruel. Su espíritu es acercar la Geología al ciudadano, a la Sociedad, en el marco donde aquella alcanza su mejor expresión, en contacto directo con la Naturaleza. Gracias al apoyo y al ánimo de los impulsores de esta idea, José Luis Simón, de la Universidad de Zaragoza, y Luis Alcalá, de la Fundación Dinópolis, el domingo 5 de octubre de 2008 celebramos el primer Geolodía alicantino en el Parque Natural de Serra Gelada. La gran acogida que tuvo esta actividad con más de 600 participantes entre los itinerarios marítimo y terrestre nos ha animado a organizar una nueva edición, esta vez en la Sierra de Aitana. Además, este mismo año han surgido otras iniciativas de Geolodía en los Parques Naturales de las Hoces del río Duratón (Segovia), Chera-Sot de Chera (Valencia) y Alto Tajo (Guadalajara),

así como en Herrera de los Navarros (Zaragoza).

Esta actividad se incluye en la conmemoración del “Año Internacional del Planeta Tierra”, promovida por la UNESCO, que en realidad corresponde al trienio 2007-2009.

En esta edición participamos más de 20 monitores geólogos e ingenieros geólogos, distribuidos en diez paradas a lo largo de uno de los senderos más emblemáticos de la provincia de Alicante, que actuarán de intérpretes de esa larga historia geológica de aproximadamente 70 millones de años que encierran las rocas de la Sierra de Aitana. Ofrecemos un viaje a los amantes de la Naturaleza con el objeto de que experimenten, aprendan y disfruten del magnífico Patrimonio Geológico de nuestra provincia. A lo largo del itinerario intentaremos explicar por qué la sierra de Aitana es el relieve más alto de la provincia, cómo se han formado las imponentes simas de Partagat, por qué sale agua por las fuentes de Partagat o Forata, qué ocurrió en la sierra durante los periodos glaciares del Cuaternario, cómo era el mar donde se formaron estas rocas hace aproximadamente 40 millones de



figura 1 - Panorámica del itinerario

años, entre otros muchos aspectos. Estos aspectos geológicos se complementarán con la visita a la microrreserva vegetal del “Pas de la Rabosa”, y un pozo de nieve, construcción tradicional de la montaña alicantina, para la cual contaremos con la colaboración de botánicos e historiadores.

Esperamos y deseamos que los dos Geolodías de Serra Gelada-08 y Aitana-09 sean el inicio de una larga serie de ediciones que muestren a los alicantinos el gran patrimonio geológico que tienen a su alcance. Pensamos que sólo así, desde el conocimiento, desde la educación, desde la cultura, podremos entre todos poner en valor este patrimonio. Debemos defender, proteger y conservar nuestro patrimonio cultural, entre el que está lógicamente el patrimonio geológico. Y el itinerario elegido en esta edición 2009, de gran valor didáctico y paisajístico, es uno de los elementos de mayor valor patrimonial que tiene la provincia de Alicante.

Esta edición está organizada por el Vicerrectorado de Extensión Universitaria de la Universidad de Alicante y la Federació d’Spors de Muntanya i Escalada

de la Comunitat Valenciana. Queremos agradecer la estrecha colaboración de: (1) la Conselleria de Medi Ambient, Aigua, Urbanisme i Habitatge, de la Delegación Territorial de Alicante y, especialmente, de su Director Territorial D. Ramón Rizo Aldeguer; (2) la Mancomunidad de Municipios de la Marina Baixa; (3) el Ayuntamiento de Benifato; (4) Protección Civil de la Marina Baixa; así como la colaboración de la Asociación Española para la Enseñanza de las Ciencias de la Tierra (AEPECT), la Sociedad Geológica de España (SGE) y el Ilustre Colegio Oficial de Geólogos (ICOG).

No queremos finalizar esta presentación sin dedicar unas palabras de recuerdo a nuestro compañero y amigo Jesús Caracuel. Durante sus años de trabajo en Alicante, supo compaginar sus tareas de docencia, gestión e investigación, con un estudio y defensa entusiasta del patrimonio geológico de nuestra provincia. Tus compañeros y amigos del Departamento de Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente y de la Facultad de Ciencias te dedicamos este Geolodía 09.

Los monitores del Geolodía



EL ITINERARIO

Longitud

8,5 Km.

Duración aproximada

Entre 4 y 5 horas, incluidas las explicaciones.

Nivel de dificultad

Medio; en la primera parte del itinerario hay que subir casi 500 m de desnivel que posteriormente se descienden de forma progresiva.

Nivel de seguridad

Durante el itinerario deberemos superar el Pas de la Rabosa, el cual presenta una ligera dificultad técnica que requiere el uso de las manos para la progresión durante unos 3 metros.

Recomendaciones

> No salir de los senderos: hay varias microrreservas de flora de la Generalitat Valenciana. Seguir las indicaciones del PR (Sendero de Pequeño Recorrido).

> Por favor, se ruega no utilizar los runares (canchales) como caminos ya que se erosionan con gran facilidad.



4



figura 2- Imagen de satélite en la que se han señalado las paradas del itinerario geológico y el punto de información del Geolodía 09

Con el tiempo, el paso continuado de senderistas produce una degradación y transformación del paisaje.


> Se recomienda llevar agua, comida y calzado adecuado.


Descripción


El punto de información y encuentro del Geología 09 se sitúa en el área recreativa de la Font de Partagat. Se trata de un itinerario circular que discurre en parte por dos senderos de pequeño recorrido, el P.R.V. 21 que se dirige hacia el Puerto de Tudons y el P.R.V. 10 que llega hasta Sella.

Marcas de los senderos

 **PR Sendero de Pequeño Recorrido**

 **continuidad del sendero**
nos indica que vamos por el camino correcto

 **cambio de dirección**
indica que debemos seguir por la dirección señalada por la flecha

 **dirección incorrecta**
indica que nos hemos equivocado de camino



Los conos y mantos de derrubios, o **runares**, han sido en los últimos años utilizados por los senderistas para realizar descensos.

Observa la fotografía y podrás percibir la erosión producida por esta actividad. Conserva tu patrimonio natural, no transformes en unos pocos años lo que la Naturaleza ha tardado miles y miles de años en modelar.



5

¿DÓNDE SE UBICA GEOLÓGICAMENTE LA SIERRA DE AITANA?

Se encuentra en la Cordillera Bética, una cadena de montañas que se ha formado (y sigue haciéndolo en la actualidad) por el choque entre las placas Euroasiática y Africana. Estas placas, que en la actualidad se aproximan a una velocidad de entre 4 y 5 milímetros por año, plegaron y fracturaron las rocas situadas en medio formando Sierra Nevada, las sierras de Cazorla, Segura y las Villas, las sierras de Aitana, Mariola, Bernia, Serrella, Cabeçó d'Or, Maigmó, entre otras. Todas estas montañas que se extienden desde Cádiz hasta las Islas Baleares se agrupan en un conjunto geológico conocido como Cordillera Bética.

6

En las rocas de la Sierra de Aitana está escrita una parte de la **historia geológica** de los últimos 70 millones de años, pero esto sólo constituye aproximadamente un 2% del total de la historia de la Tierra ya que nuestro planeta, todavía joven, tiene una edad de 4600 millones de años.

La historia geológica de la Sierra de Aitana comenzó hace aproximadamente 70 millones de años y se prolonga hasta nuestros días. Para comprender cómo se ha formado la sierra hemos querido resaltar cuatro “momentos” geológicos importantes:

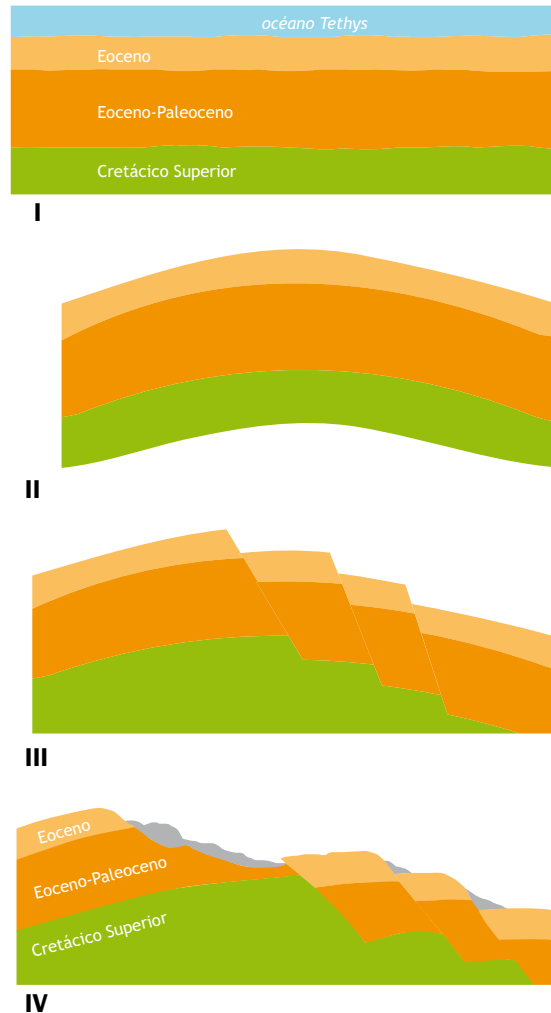
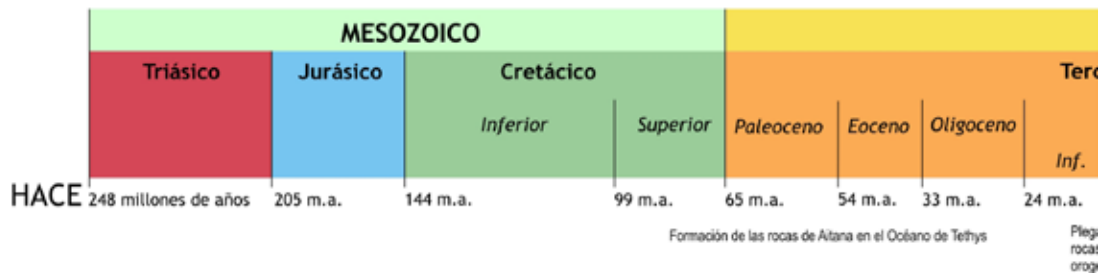


figura 3 - Descripción de la figura.

TABLA DEL TIEMPO GEOLÓGICO



Capítulo I - SEDIMENTACIÓN
la formación de las rocas

Entre finales del Cretácico (hace aproximadamente 70 millones de años) y el Oligoceno (aproximadamente 23 millones de años), la mayor parte de la provincia de Alicante estaba cubierta por un océano hoy desaparecido, el Tethys. En las zonas poco profundas se depositaba un lodo que se transformó con el paso del tiempo en las actuales rocas que constituyen la sierra. En el itinerario se podrán observar y tocar rocas formadas en las épocas geológicas del Paleoceno y el Eoceno (entre 65 y 33 m.a.).

Capítulo II - PLEGAMIENTO
la elevación de la sierra

Hace aproximadamente 70 millones de años África comenzó a desplazarse hacia el Norte y en un momento dado comenzó a colisionar con Eurasia, de la que Iberia constituía su extremo suroccidental. Este choque de placas provocó el plegamiento y fracturación de las rocas que dieron lugar a varias cadenas de montañas (Alpes, Pirineos, Rif, Cordillera Bética, ...). En la cuenca marina que daría lugar a la Sierra de Aitana esta colisión provocó durante el Mioceno (hace aproximadamente entre 20 y 10 millones de años) el plegamiento de las rocas y su emersión. Así es cómo estos materiales que se formaron en el fondo del mar han llegado a generar la sierra de Aitana de 1556 m sobre el nivel del mar.

Capítulo III - FRACTURACIÓN
la formación del relieve escalonado

Después de su plegamiento, las rocas de la Sierra de Aitana sufrieron extensión (estiramiento) que provocó la aparición de fallas normales que comenzaron a hundir bloques de rocas originando un relieve escalonado. La cumbre escarpada de la Sierra de Aitana constituye el peldaño superior de esta escalera de bloques de roca. Hacia el norte, en la zona de Partagat se observan varios escalones más bajos.

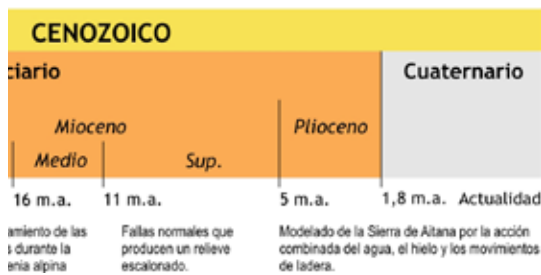
Capítulo IV - EROSIÓN
el modelado actual

Desde que se formó el relieve elevado y escalonado de la Sierra de Aitana, el agua, el hielo y los movimientos de ladera se han encargado de esculpir y de modelar sus rocas, hasta adquirir las dimensiones y formas actuales. Es un proceso muy lento pero constante, sin interrupciones.

7

Los sedimentos, con el paso del tiempo, se convierten en rocas.

El lodo calcáreo se transforma en calizas y margas. Durante este cambio, conocido como **diagénesis**, el sedimento original pierde porosidad y se compacta. Todo ello provoca un endurecimiento del material hasta convertirlo en roca. Además, los restos más resistentes de los organismos que poblaban dichos mares y que acababan en el fondo se transforman en fósiles.



POZOS DE NIEVE, PAISAJE MONTANO

Hasta 1870, fecha en que el ingeniero francés Charles Louis Abel Tellier inventó la máquina productora de hielo industrial, no había más hielo que el natural. Para disponer de hielo en nuestras latitudes en verano (época de mayor consumo) había que recogerlo en invierno y almacenarlo hasta entonces. Para ello se construyeron depósitos que según su entidad, llamamos ventisqueros, pozos, neveras, (*pous de neu* o *cavas*) auténticos edificios diseñados específicamente para conservar el frío. Entre los siglos XVI y XIX, en nuestra zona hubo un desarrollo espectacular de estas construcciones.

Los pueblos situados en esta zona y sus alrededores hervían de actividad en los momentos de la cosecha de la nieve.

Centenares de personas trabajaban en torno al pozo “cosechando la nieve” en la semana siguiente a la nevada, unos acarreado la nieve, otros dentro del pozo pisándola con pilones de madera y hojalata, colocándola en capas separadas por paja, preferiblemente de arroz por su mayor resistencia a la podredumbre. Cuando el pozo se llenaba, se tapiaban las puertas y ventanas y se aislaba lo mejor posible para esperar a la temporada de venta. Después venía el transporte a los centros de consumo. Había que abrir el pozo, cortar bloques, aislarlos y cargados en caballerías que en reatas bajaban a la ciudad, a la costa. Limpiar la zona para que la nieve estuviese limpia, la cosecha y almacenamiento en el pozo, abrir, preparar para el transporte y las reatas, actividades todas ellas que con el tiempo cambiaron

o crearon paisajes y asignaron topónimos. Finalmente la venta en la ciudad, sistemas de distribución, impuestos.... Toda esta actividad acabó con la llegada del frío artificial. Hoy sólo nos queda la arqueología, los restos de los depósitos para recordar todo ese mundo ■



figura 4 -Fotografías de la maqueta de Cava Coloma expuesta en el Centro de Interpretación del Parque Natural de la Font Roja.

BOTÁNICA, PAISAJE MEDITERRÁNEO

A lo largo de todo el recorrido se observan fragmentos de las series de vegetación propia de las serranías calcáreas más elevadas del norte de la provincia de Alicante.

En las áreas mesomediterráneas menos elevadas y ligeramente más secas se presentan carrascales densos, dominados por la encina (*Quercus rotundifolia*), pero donde no faltan especies caducifolias como *Fraxinus ornus* o *Cytisus heterochrous* en enclaves más protegidos. Constituyendo orlas en las partes más bajas y zonas soleadas se encuentran fragmentos de coscojares (*Quercus coccifera*) con espinos y aladiernos (*Rhamnus lycioides*, *Rhamnus alaternus*), que alternan con aulagar-romerales (con *Ulex parviflorus*, *Erica multiflora*, *Ononis rentonarensis*, *Helianthemum cinereum subsp. rotundifolium*, *Rosmarinus officinalis*, etc.).

En las laderas más elevadas y umbrías orientadas al norte encontramos pequeños retazos de robledales mixtos con encinas, robles (*Quercus faginea*) junto a otras especies caducifolias como el arce (*Acer granatense*), fresno (*Fraxinus ornus*) o el serbal (*Sorbus aria*) que constituyen retazos de gran belleza y espectacularidad. Entre los arbustos dominan especies como *Prunus spinosa*, *Cotoneaster granatensis*, *Rosa myriacantha*, *Crataegus monogyna*, *Berberis australis* o *Lonicera etrusca*.

Al ascender, en las áreas supramediterráneas, se pueden observar pequeños prados de montaña constituidos por salviares con *Salvia blancoana subsp. mariolensis*, *Erinacea anthyllis*, *Scabiosa turolensis* o *Armeria alliacea* entre otras.



figura 5 - Principales tipos de vegetación de la sierra.

En el itinerario se transita por la micro-reserva vegetal del 'Pas de la Rabosa', de la Generalitat Valenciana. En esta zona puede observarse una buena representación de la flora más significativa de Aitana. Especialmente, plantas endémicas de los roquedos y pedregales (como *Jasione foliosa*, *Centaurea mariolensis*, *Reseda valentina* o *Iberis carnosa subsp. hegelmaieri*), y también de los matorrales y herbazales (como *Salvia blancoana subsp. mariolensis*, *Armeria alliacea*, *Leucanthemopsis pallida subsp. virescens*). Junto a ellas existen elementos de carácter finícola y de raigambre bética que tienen en Aitana su localidad más septentrional (como *Vella spinosa*, *Genista longipes*, *Leucanthemum arundanum* o *Thymus gadorensis*) ■

9

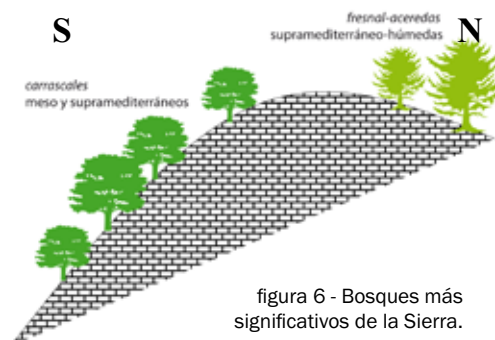


figura 6 - Bosques más significativos de la Sierra.

1

EL RELIEVE ESCALONADO DE AITANA

La sierra, especialmente en su ladera septentrional, destaca por un conjunto de escalones muy marcados en el relieve. En la cumbre de la sierra se sitúan rocas calizas que forman un escarpe muy prominente; estas mismas rocas se reconocen a lo largo de la ladera norte de Aitana a diferentes alturas formando varios escalones topográficos. Esta sucesión de “peldaños” han sido producidos por varias fallas aproximadamente paralelas entre sí que han cortado estas calizas y las han descendido hacia el norte, siendo la zona de cumbre el peldaño superior. En esta parada se observa la falla de Aitana, que produce el mayor salto de todas, con un desplazamiento de aproximadamente 400 m. Otra falla parecida, pero de menor dimensión, podrá ser reconocida en la parada 9 ■

10

En esta segunda parada., desde el punto en el que nos encontramos vemos una panorámica de la umbría de la sierra. En ella podemos observar los grandes cortados rocosos de la parte alta, y hacia abajo, la ladera de la sierra que va perdiendo pendiente conforme descendemos. La parte alta está constituida por rocas duras, y la ladera, por rocas más blandas. Las rocas de la parte alta son calizas, y las de la ladera son margas arcillosas y calizas margosas. Si hiciéramos un corte vertical de la sierra desde donde estamos hasta la cumbre, veríamos cómo es por dentro

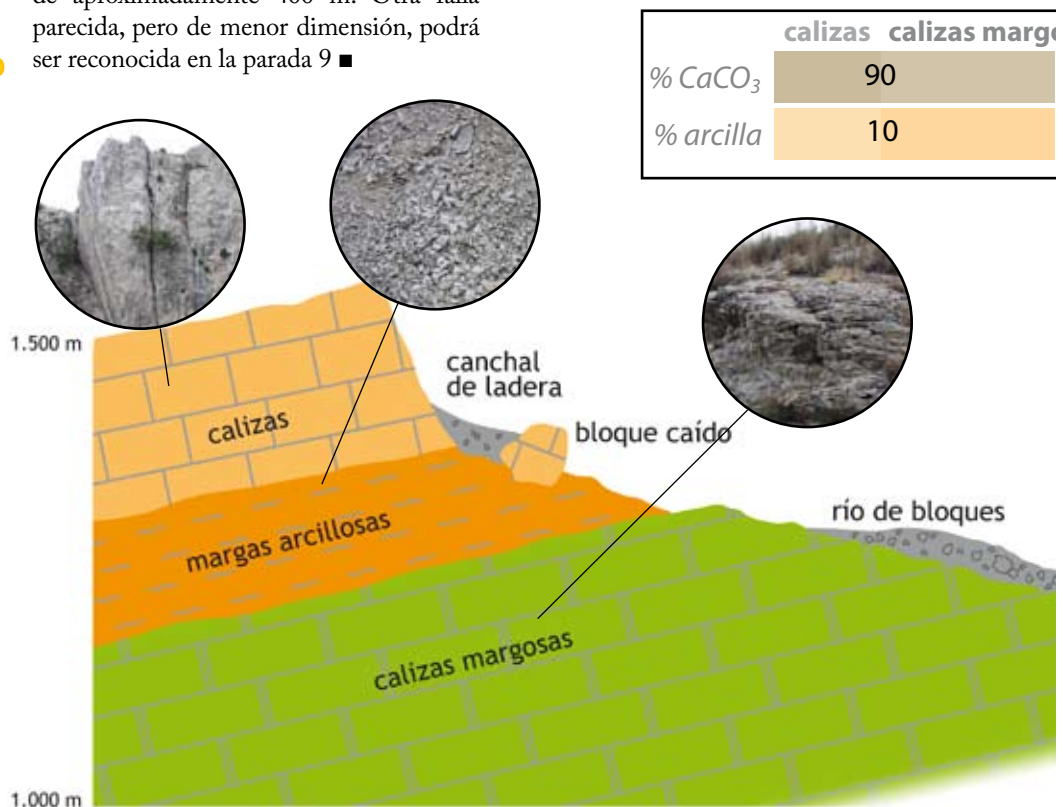


figura 7 - Corte geológico de la Sierra Aitana en dirección S-N mostrando la disposición de los distintos materiales que la componen.

y nos daríamos cuenta de que esas rocas están estratificadas (formando planos paralelos) situándose las más antiguas debajo (las calizas margosas), encima de ellas las margas arcillosas y sobre éstas, las rocas más modernas, las calizas. Estas rocas se formaron en el período llamado Paleógeno que empezó hace 65 millones de años y terminó hace 23.

A lo largo de la ladera, en diversos puntos y sobre las rocas estratificadas del Paleógeno aparecen depósitos de ladera compuestos por material suelto y formados recientemente (desde hace unos miles de años hasta la actualidad) ■

Calizas margosas	margas arcillosas	arcillas
65	35	10
35	65	90

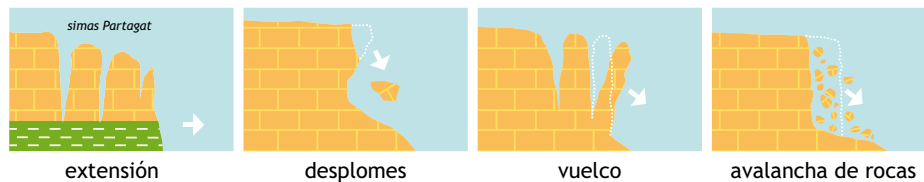
En el antiguo mar de Tethys se depositaban principalmente dos tipos de sedimento: **arcilla** y **carbonato cálcico**. La arcilla procedía de la erosión de los relieves emergidos al Norte, en Iberia, que llegaban al mar a través de los ríos. El carbonato cálcico procedía de la precipitación del que había disuelto en el agua y de los caparzones de pequeños organismos planctónicos que se iban acumulando sobre el fondo. En la actualidad, los sedimentos que tienen estas características se les denominan "fangos de globigerinas" porque en ellos abundan los caparzones de estos organismos planctónicos. La combinación de estos dos componentes en distintas proporciones da lugar a diferentes tipos de rocas sedimentarias que, con mucha diferencia, son las más abundantes de la provincia de Alicante: **calizas** y **margas**.



En el frente septentrional de la Sierra de Aitana pueden observarse acumulaciones de bloques de roca de aspecto caótico. Estas acumulaciones se deben a fenómenos gravitacionales (desencadenados por efecto de la gravedad). Entre otros destacan los **desplomes**, los **vuelcos**, las **avalanchas de rocas** y las **extensiones laterales**.

La **extensión lateral** consiste en el desplazamiento lento de grandes bloques de roca a favor de planos de material más

dúctil o blando. Los **desplomes** son caídas libres de bloques de roca delimitados por discontinuidades bien definidas. Cuando los bloques de roca desestabilizados tienen un gran desarrollo vertical y su movimiento se produce a través de un giro de los mismos dan lugar a **vuelcos**. Las **avalanchas de rocas** se producen cuando el material se disgrega y rompe a lo largo de su trayectoria de caída generando bloques de diferentes tamaños ■



12 figura 8 - Esquema de los diferentes mecanismos de rotura existentes en el frente N de la Sierra de Aitana.



figura 9 - Panorámica del frente Norte de la Sierra de la Aitana con indicación de los diferentes tipos de mecanismos de rotura identificados en el mismo

Como se ha comentado anteriormente, la sierra de Aitana está constituida por rocas carbonatadas (calizas, calizas margosas...). Cuando el agua de lluvia o de deshielo se combina con el dióxido de carbono (CO_2) es capaz de disolver lentamente estas rocas. Su disolución produce formas caprichosas tanto en superficie como en el interior de la formación rocosa, que se conoce como **modelado kárstico**.

El agua se introduce preferentemente por las fracturas de las rocas, que gracias a la lenta disolución de la roca caliza, se ensanchan progresivamente. Con el tiempo, esta franja va extendiéndose en profundidad pudiendo presentar en algunos puntos espesores de varios metros. En superficie aparecen abundantes formas menores, entre las que destacan surcos,

acanaladuras y oquedades, generalmente rellenas de arcillas rojizas. Este conjunto de formas reciben el nombre genérico de **lapiaz**. Estas zonas superficiales karstificadas son muy importantes para las aguas subterráneas, ya que su desarrollo aumenta la cantidad de agua infiltrada en los acuíferos ■

El término **karst** proviene de la denominación que recibe la región situada entre Istria y Ljubljana (entre Italia y Eslovenia). Esta área se encuentra ocupada por calizas que muestran una serie de características morfológicas e hidrogeológicas muy peculiares. La palabra *karst* ha sido aceptada por la comunidad científica internacional.

13



figura 10 - Modelado kárstico.

5

¿CÓMO SE HAN FORMADO LAS SIMAS DE PARTAGAT?

Las **Simas de Partagat** son grandes fracturas abiertas que separan bloques de caliza de grandes dimensiones. Tienen unas aberturas máximas de hasta 20 m y profundidades de varias decenas de metros lo que las convierte en uno de los ejemplos más espectaculares de nuestro país.

Estos bloques de caliza han deslizado sobre las margas arcillosas que hay debajo y se han desplazado lentamente hacia el escarpe que hay en la ladera norte de la sierra formando estas enormes fracturas abiertas.

El agua de lluvia se infiltra por las fracturas de la roca caliza hasta llegar a las margas arcillosas; éstas últimas cuando se saturan en agua se comportan como una pasta que permite el desplazamiento lento de los bloques de caliza. Este proceso es conocido como “extensión lateral de rocas” ■

Estas fracturas abiertas tienen una “vida geológica” muy corta de entre unos centenares o unos pocos miles de años. En un futuro “geológicamente inmediato” estos bloques terminarán por deslizar por la ladera norte de la sierra. A lo largo de la misma se pueden observar bloques antiguos deslizados que en su día debieron formar simas parecidas.



figura 11 - Bloque diagrama que muestra cómo se han formado las Simas de Partagat.

Se estima que en las cumbres de Aitana la temperatura desciende bajo 0°C más de 100 días a lo largo del año. No obstante, el periglacialismo en la Sierra de Aitana tiene actualmente efectos mínimos. Sin embargo fue muy efectivo en los periodos glaciares fríos que se sucedieron a lo largo del Cuaternario. De hecho, fue en esos momentos cuando la ladera Norte de la Sierra de Aitana adquirió la morfología que hoy observamos, debido a la actividad de procesos periglaciares. Entre estos procesos destaca la crioclastia o gelifración, que consiste en la ruptura de las rocas por la acción del hielo.

El agua se infiltra por las fracturas y cuando se congela, el aumento de volumen provoca un “efecto cuña”. Este proceso se repite una y otra vez provocando finalmente la rotura de las rocas. Muchos de estos fragmentos, por efecto de la gravedad, se desprenden y acumulan al pie del escarpe formando taludes o mantos de derrubios que tapizan la ladera norte de la sierra de Aitana (en ocasiones tienen forma de conos de derrubios). Estos depósitos, que popularmente se les conoce como *runares*, también reciben el nombre de *canchales* ■



En las zonas glaciares del Planeta la temperatura está por debajo de 0°C casi todo el año; por lo tanto, hay hielo permanente. Estas zonas glaciares están rodeadas por las periglaciares, en las que se producen de forma estacional variaciones de temperatura diurnas por encima y por debajo de los 0°C (ciclos de hielo-deshielo).



15



figura 12- Los runares de Aitana.

7

AITANA, EL TECHO DE LA PROVINCIA DE ALICANTE

Desde el punto en el que nos encontramos podemos observar una magnífica vista del **Valle de Guadalest**. Si miramos hacia el este vemos su majestuoso castillo que domina todo el valle y que se encuentra construido sobre una cresta de roca caliza. Al fijarnos con atención podemos observar cómo estas calizas están organizadas en capas que se inclinan hacia el norte. Si a continuación volvemos nuestra vista hacia las impresionantes paredes que flanquean la cresta de Aitana, veremos que también están formadas por calizas organizadas en capas, pero, en este caso, se inclinan hacia el sur. Si unimos ambas zonas podremos

adivinar cómo estas rocas dibujan un pliegue convexo hacia arriba que recibe el nombre de *antiforme*, que se encuentra erosionado en su parte central.

Este pliegue que vemos desde aquí no es el único que existe en la provincia de Alicante. De hecho, todo el relieve de nuestra provincia está condicionado por estos pliegues, de tal forma que muchas de las sierras más conocidas corresponden a pliegues convexos hacia arriba (*antiformes*), mientras que los principales valles suelen ser pliegues cóncavos hacia arriba (*sinformes*) ■

16

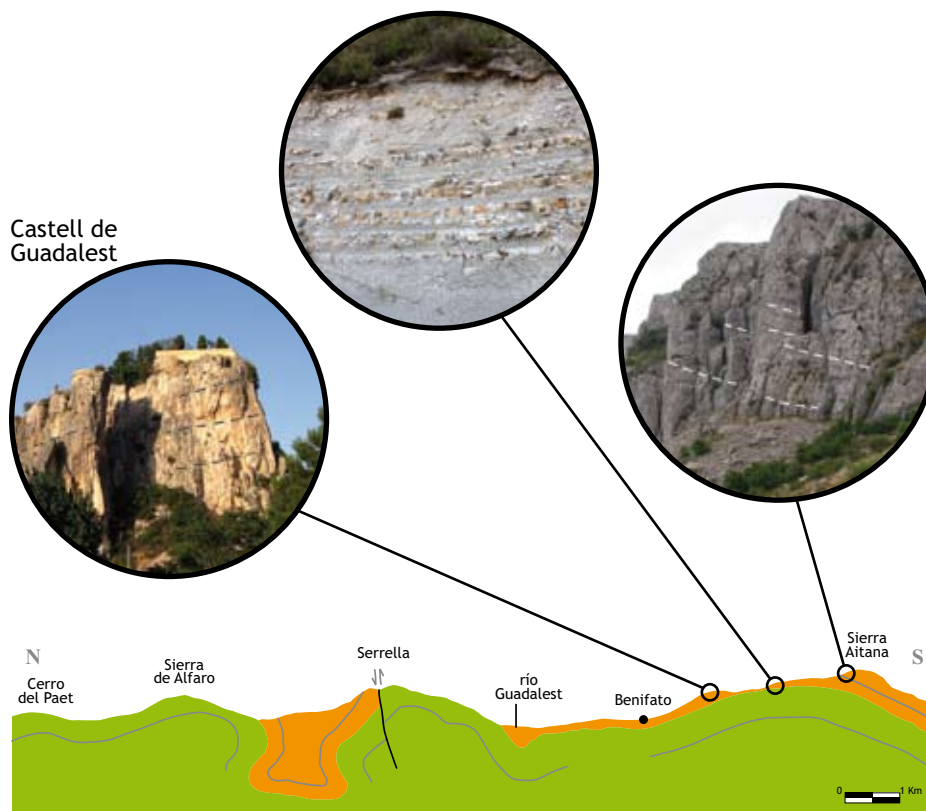


figura 13 - Corte geológico esquemático desde la Sierra de Aitana hacia el norte.

En esta parada vamos a observar calizas constituidas por una gran cantidad de curiosos fósiles de pequeño tamaño y forma lenticular que se denominan **Nummulites**. Los nummulites son restos de organismos marinos unicelulares pertenecientes al grupo de los Foraminíferos. Tienen una concha compleja, robusta y con cámaras que presentan estructuras de refuerzo y canales de varios tipos.

El profesor Jiménez de Cisneros ya en el siglo XIX contaba que los lugareños llamaban **dinerets** a los fósiles de nummulites. Esta denominación popular tiene una explicación lógica ya que este nombre les viene de su forma discoidal semejante a la de una moneda (del latín *nummus*). Su existencia está registrada por primera vez en algunos escritos griegos, en los que se interpreta como los restos fosilizados de las lentejas que componían el menú de los obreros que construyeron las pirámides de Gizeh.

Son característicos del Paleógeno hasta el punto de que a este período geológico se le denominó Nummulítico. Durante el Eoceno, estos organismos fueron especialmente abundantes. Millones de estos individuos se acumulaban, junto a otros organismos como corales, briozoos, algas... formando barras alargadas similares a arrecifes. En la actualidad suelen vivir en zonas próximas a la costa (menos de 100 m de profundidad) en latitudes tropicales o subtropicales con temperaturas superiores a 20°C y aguas limpias e iluminadas, ya que disponen de algas simbiotas que necesitan la luz ■

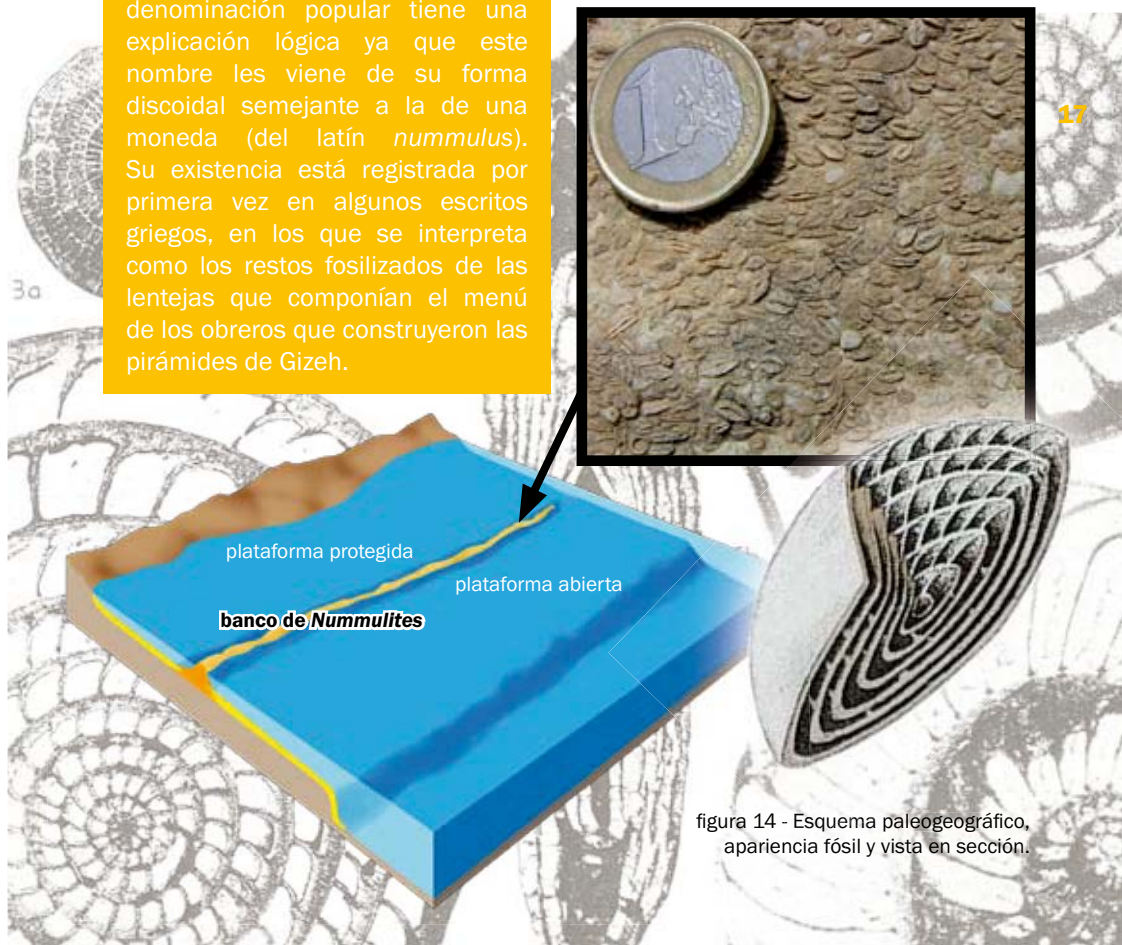


figura 14 - Esquema paleogeográfico, apariencia fósil y vista en sección.

En esta parada se observa un **río de bloques** de 1,5 Km. de longitud, que recorre un valle de dirección SSO-NNE, y que finaliza en la Fuente del Partagat. Los bloques que forman el río proceden de la erosión de las calizas del Eoceno, que presentan los relieves escarpados en la parte superior del valle.

En las inmediaciones de la Fuente del Partagat se reconoce un magnífico ejemplo de **falla normal**, la **Falla del Partagat**. El buzamiento de esta falla (esto es, la inclinación del plano de fractura) alcanza los 40° y se hunde hacia el norte. Se trata de una falla normal porque las calizas del Eoceno han descendido a favor del plano de falla ■

18

Una **falla** es una fractura en la roca en la que existe desplazamiento de bloques siguiendo el plano de rotura. Al bloque que queda por debajo del plano de falla se le denomina como *bloque de muro*, mientras que al bloque que se sitúa encima se conoce como *bloque de techo*. La superficie de fractura que limita ambos bloques es el *plano de falla*. Aquellas fallas en las que el bloque de techo se desplaza hacia abajo (o desciende) sobre el plano de falla son las llamadas *fallas normales*.

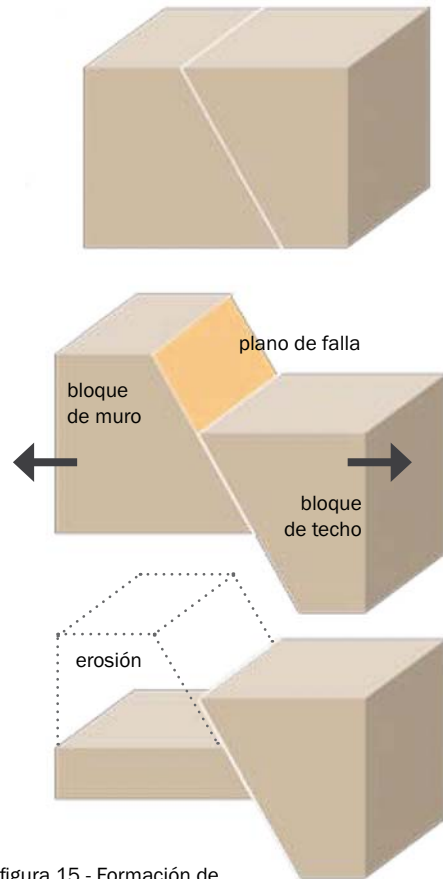


figura 15 - Formación de una falla normal.



figura 16 A - Panorámica desde la parada.

16 B - Detalle del plano de la Falla del Partagat.

La Font de Partagat es una pequeña surgencia (caudal medio de 4 litros por segundo), localizada a 1085 m de altitud y relacionada con el drenaje natural de una gran lengua de derrubios o río de bloques, que se extiende desde la base de los escarpes de la Sierra de Aitana hasta la misma fuente. Estos depósitos de bloques caídos y gravas son muy porosos y permeables y se encuentran situados encima de margas arcillosas que actúan de sustrato impermeable.

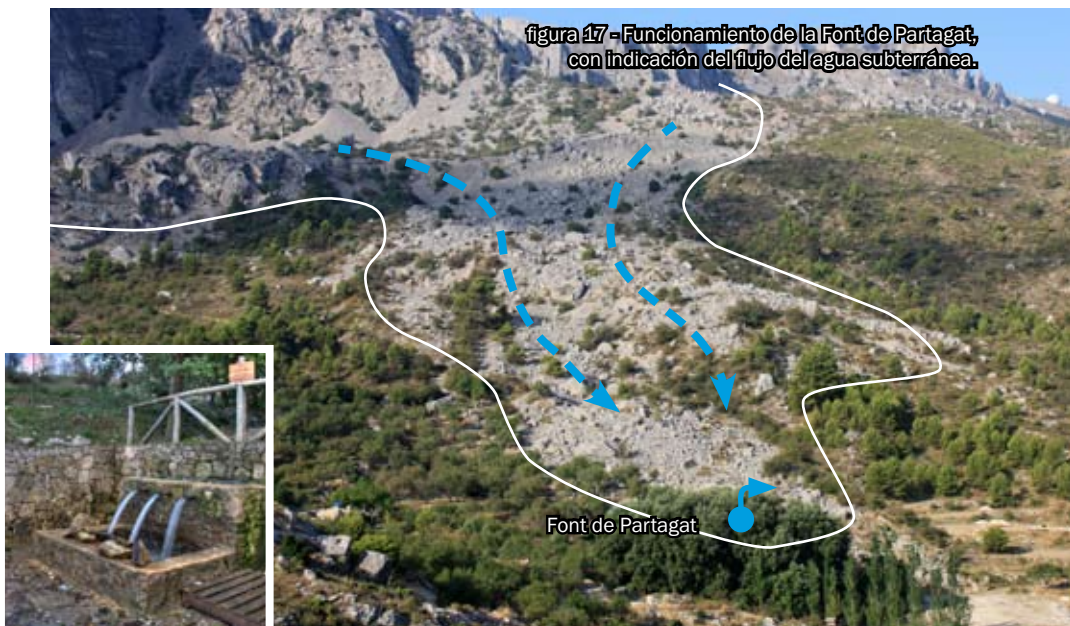
Cuando llueve, el agua se infiltra en los derrubios y circula subterráneamente por ellos, hasta volver a aflorar en los puntos más bajos, formando así los manantiales de Partagat y La Font Vella.

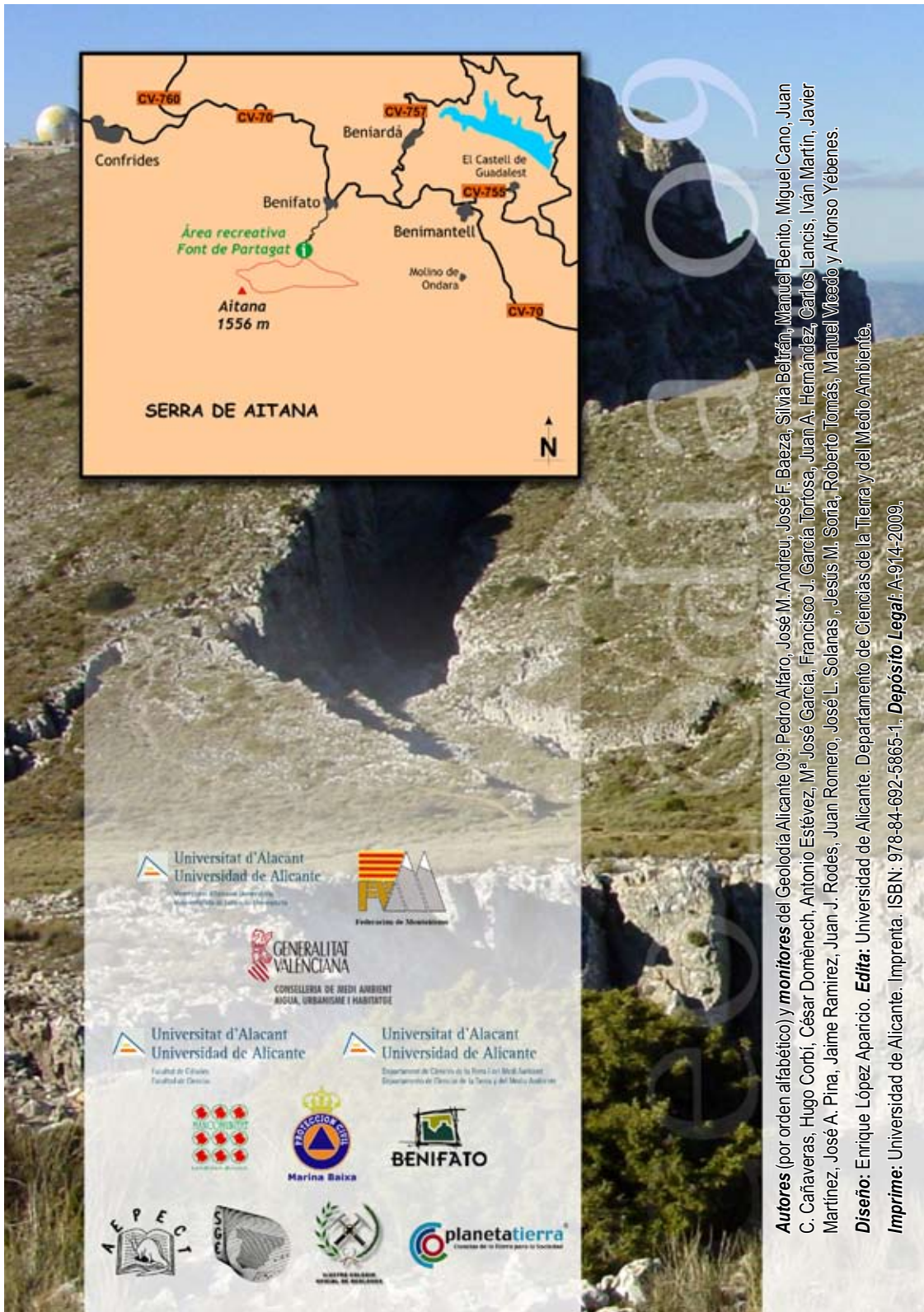
La lluvia caída en la cima rocosa también se infiltra en la caliza fracturada. La mayor parte del agua infiltrada alimenta al acuífero carbonatado, que se extiende hacia el sur, pero una parte también va a los derrubios que drena la Font de Partagat, al estar en contacto ambas formaciones geológicas ■



19

figura 17 - Funcionamiento de la Font de Partagat, con indicación del flujo del agua subterránea.





Universitat d'Alacant
 Universidad de Alicante



GENERALITAT
 VALENCIANA

CONSELLERIA DE MEDIU AMBIENT
 AIGUA, URBANISME I HABITATGE

Universitat d'Alacant
 Universidad de Alicante

Universitat d'Alacant
 Universidad de Alicante



BENIFATO



Autores (por orden alfabético) y **monitores** del Geolodía Alicante 09: Pedro Alfaro, José M. Andreu, José F. Baeza, Silvia Beltrán, Manuel Benito, Miguel Cano, Juan C. Cañaveras, Hugo Corbi, César Domènech, Antonio Estévez, M^a José García, Francisco J. García Tortosa, Juan A. Hernández, Carlos Lancis, Iván Martín, Javier Martínez, José A. Pina, Jaime Ramirez, Juan J. Rodes, Juan Romero, José L. Solanas, Jesús M. Soría, Roberto Tomás, Manuel Macedo y Alfonso Yébenes.

Diseño: Enrique López Aparicio. **Edita:** Universidad de Alicante. Departamento de Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente.

Imprime: Universidad de Alicante. Imprenta. ISBN: 978-84-692-5865-1. **Depósito Legal:** A-914-2009.

Viernes 30 de mayo de 2014

ITINERARIO GEOLÓGICO URBANO POR LA CIUDAD DE ALICANTE

La ciudad de Alicante se encuentra en un enclave geológico singular dentro de la Cordillera Bética. En su entorno se sitúa el contacto entre la Zona Externa e Interna de la Cordillera y el extremo NE del corredor de cizalla activo de la Bética Oriental. Por el centro urbano pasa el trazado de la zona de falla activa de Crevillente (Fig. 1 y 2).

Esta situación geológica tan particular y su orografía son responsables de que en la ciudad y en la isla de Tabarca, perteneciente al municipio de Alicante, podamos reconocer lugares de gran interés geológico. En la ciudad y su término municipal, en un área muy pequeña, se aglutinan rocas del Triásico, Jurásico, Cretácico, Paleoceno, Eoceno, Mioceno, Plioceno y Cuaternario.

Algunos de los lugares de interés geológico del casco urbano son:

- Estromatolitos gigantes de edad Messiniense de la sierra del Colmenar, en el sector de la Ciudad de la Luz.
- Registro estratigráfico de la Crisis de Salinidad del Messiniense (Fig. 3).
- Huellas fósiles de El Porquet (Fig. 4).
- Fallas de La Sangueta (Serra Grossa, Fig. 5).

Figura 1. Mapa geológico de la ciudad de Alicante. CS: Castillo de San Fernando, PL: Plaza de Luceros, PD: Puerto Deportivo, MB: Monte Benacantil, SG: Serra Grossa, CH: Cabo de la Huerta. FC: Falla de Crevillente.

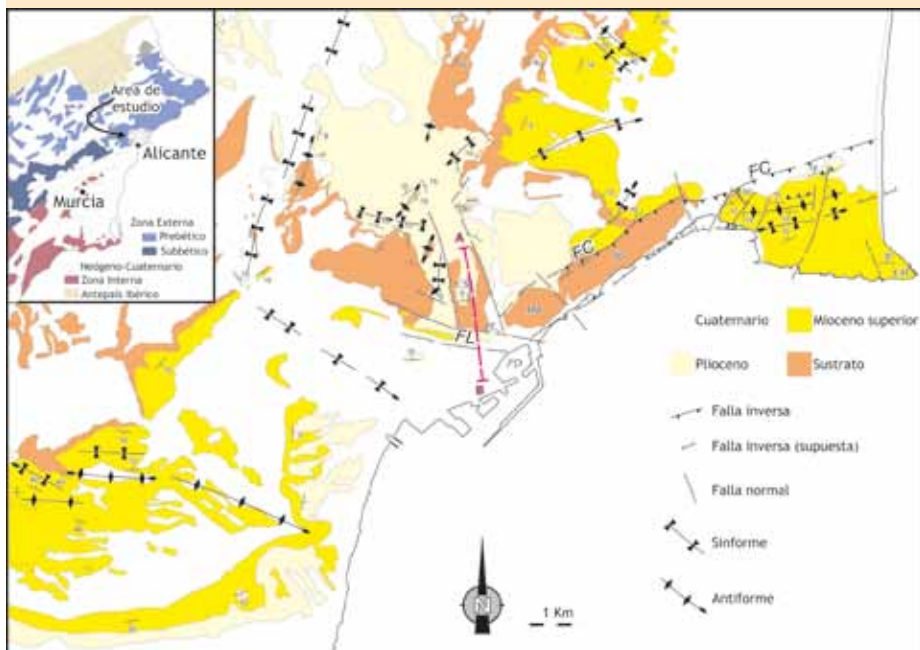




Figura 2. Corte geológico en el centro del casco urbano de la ciudad de Alicante. Localización indicada en la figura 1.

Existen además otros afloramientos singulares, como el del límite K-T, que se encuentra actualmente oculto en la ladera oriental de la colina del castillo de San Fernando.

Por otra parte, el municipio también dispone de varios itinerarios de gran interés didáctico como los de la playa de San Juan-Cabo de las Huertas, Fontcalent, Rabasa o Tabarca, que son objeto de numerosas prácticas docentes dirigidas a estudiantes de diferentes niveles educativos.

Figura 3. Afloramiento de estromatolitos gigantes del Messiniense en la sierra de Colmenar, junto a la Ciudad de la Luz. En la fotografía también se reconoce el límite Plio-Mioceno. Sobre los estromatolitos, separados por una superficie de erosión, hay depósitos marinos de edad Plioceno. Esta superficie representa el tiempo sin depósitos marinos previo a la reinundación del Mediterráneo, después de la Crisis de Salinidad del Messiniense.

Figura 4. Yacimiento paleoicnológico "El Porquet 1" en el término Municipal de Alicante. Excavado por un equipo del Museo Paleontológico de Elche-Fundación Cidarís, el DCTMA de la Universidad de Alicante y el Patronato de Cultura del Ayuntamiento de Alicante. Se trata de uno de los sitios paleontológicos más relevantes de la provincia, el único en vías de protección legal bajo la figura de Bien de Interés Cultural.

Figura 5. Panorámica de la antigua cantera situada en la Serra Grossa, junto a la estación del TRAM "La Sangueta". Se observan fallas conjugadas normales (estrías con una componente horizontal destacada) que se formaron durante la etapa extensional del Mioceno.





Figura 6. Discordancia de Villafranca. Situada en el paraje de las Lomas de Garbinet y Racó de Santana, ha sido usada durante más de veinte años por numerosas promociones de estudiantes. En ella está reflejada la historia geológica de Alicante de los últimos 50 millones de años. Además de la etapa principal de deformación de la orogenia alpina en este sector y de la erosión de los pliegues que deforman las rocas del Eoceno, se reconoce la deformación reciente, todavía activa, que afecta a las calcarenitas del Mioceno superior, situadas en el flanco Noroeste del sinclinal de San Juan.

ITINERARIO: Monte Benacantil (La Ereta) - Iglesia de Santa María - Paseo de la Explanada

El itinerario seleccionado para la 56 Sesión Científica de la SGE consiste en un paseo por la ciudad de Alicante, entre el Parque de la Ereta, situado en la ladera del monte Benacantil, y el paseo de la Explanada (Fig. 7).



Figura 7. Itinerario geourbano con la localización de las paradas.

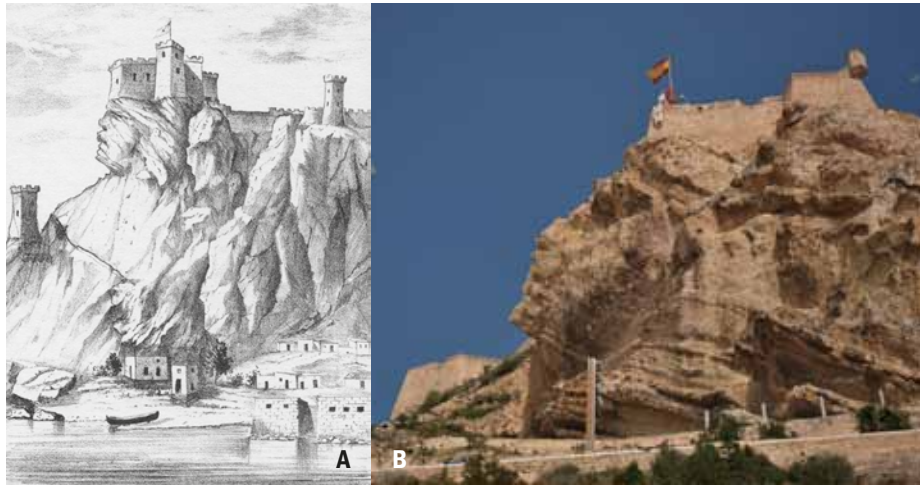


Figura 8A. Grabado de principios del s. XVII. Dominando la ciudad de Alicante se encuentra el monte Benacantil, en cuya cumbre se edifica la fortaleza de Santa Bárbara. La erosión ha modelado la roca en un perfil conocido por las gentes de Alicante como la “Cara del Moro”, que es una de las imágenes emblemáticas de la ciudad (fotografía 8B).

■ PARADA 1. MONTE BENACANTIL (Parque de la Ereta)

Desde el paseo situado junto al Restaurante de La Ereta se observa una magnífica panorámica del monte Benacantil, coronado en su cima por el castillo de Santa Bárbara, con una altura máxima de 150 m (Fig. 8).

Los escarpes del monte Benacantil están contruidos sobre calizas bioclásticas del Mioceno medio, que contienen frecuentes restos de macroinvertebrados marinos (equínidos, moluscos, ...) y nódulos de glauconita. El espesor de esta unidad varía entre 100 y 200 m. Bajo este paquete se encuentra un conjunto de margas arenosas con niveles de yesos secundarios (Fig. 9).

La pequeña alineación montañosa de la serra Grossa y el monte Benacantil, de dirección NE-SW, está limitada en sus bordes por la zona de falla activa de Crevillente. De hecho, esta alineación constituye una estructura *push-up* producida por el movimiento sinistroso transpresivo de la zona de falla de Crevillente durante el Mioceno superior.

Figura 9. Panorámica del monte Benacantil cuando se estaba construyendo el Parque de la Ereta. Se observa el contacto estratigráfico neto entre las calizas bioclásticas y las margas arenosas del Mioceno medio.



■ PARADA 2. MOVIMIENTOS DE LADERA EN EL MONTE BENACANTIL

Desde el extremo oriental del paseo de la Ereta se puede observar el estado en el que se encuentra el macizo rocoso del monte Benacantil. Sus laderas se caracterizan por tener pendientes superiores a 15° , excediendo de 35° en amplias zonas, especialmente en las laderas SE (playa del Postiguuet) y SW (parque de la Ereta y Casco Antiguo de la ciudad), donde afloran las calizas bioclásticas (Fig. 10).

Estas formaciones se encuentran afectadas por múltiples juegos de discontinuidades, que incluyen estratificación, diaclasas y fallas (Fig. 10). En general, estas discontinuidades se caracterizan por variar de planas a ligeramente onduladas, moderadamente rugosas, con apertura milimétrica o inferior, sin relleno (excepto en las discontinuidades que afectan a las margas, en las que es frecuente la existencia de un relleno de yeso), tener espaciado

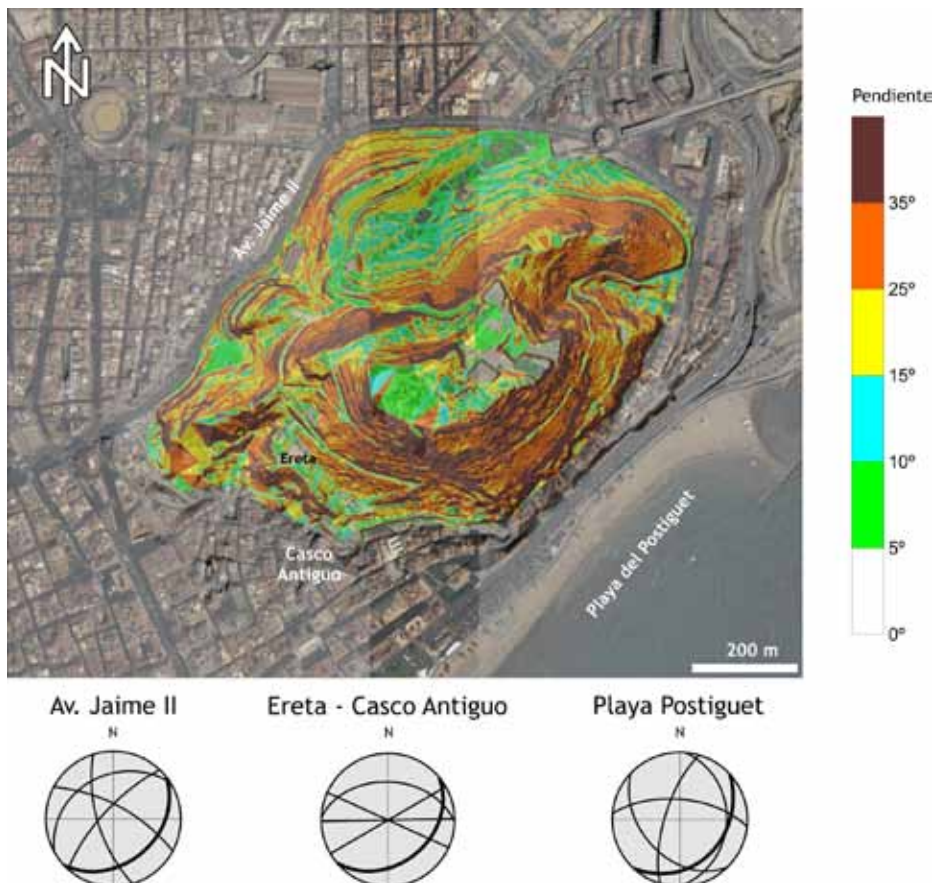


Figura 10. Arriba: Mapa de pendientes del monte Benacantil. Abajo: Proyecciones estereográficas mostrando las orientaciones medias de los principales juegos de discontinuidades para tres sectores del monte. En trazo más grueso se señala la estratificación.

decimétrico y una persistencia de orden métrico (frecuentemente el orden de persistencia está limitado al tamaño de los afloramientos).

Estos múltiples juegos de discontinuidades dividen la matriz rocosa en bloques de pequeño tamaño (en general con volúmenes inferiores a 1 m³). Si además se tiene en cuenta la relación geométrica entre la orientación de las múltiples discontinuidades y las laderas (análisis cinemático de estabilidad), se comprueba que varios de estos juegos tienen una orientación desfavorable, provocando la ocurrencia de inestabilidades por diversos mecanismos (roturas planas, roturas en cuña, vuelcos). De hecho, en las tres zonas en que se puede dividir el macizo (laderas del sector de la Avenida Jaime II, del sector Ereta – Casco Antiguo, y del sector playa del Postiguet, con orientaciones NE-SW, NW-SE y NNE-SSW, respectivamente) existe un juego de discontinuidades que resulta subparalelo a la orientación del talud, favoreciendo la separación física o independización de los bloques de roca del resto del macizo. Tales juegos, en conjunción con el resto de discontinuidades, favorecen la definición de bloques individualizados de roca, susceptibles de moverse ladera abajo por lo escarpado del relieve bajo la acción de la gravedad.

La fracturación actúa como elemento condicionante, favorecedor de la ocurrencia de inestabilidades. Sin embargo, para que las inestabilidades tengan lugar es necesario que concurren además agentes que las desencadenen. En el caso del monte Benacantil, dichos agentes son básicamente dos: las precipitaciones y el hombre. Las lluvias son un efectivo agente desencadenante de inestabilidades. En el monte Benacantil se ha comprobado que tras episodios de lluvias se pueden observar múltiples inestabilidades, con numerosos bloques de roca acumulados en los diversos caminos y carreteras que recorren sus laderas.

Por otra parte, la intervención humana ha tenido un impacto notable en el medio, favoreciendo de varias formas la ocurrencia de inestabilidades. Una primera forma de intervención, tal vez indirecta, fue la repoblación de las laderas del monte, realizada en décadas pasadas. En el caso de los árboles



plantados en las inmediaciones de los escarpes rocosos, el crecimiento de su sistema radicular está provocando la apertura de las discontinuidades y la pérdida de contacto entre los bloques de roca, disminuyendo la fricción entre ellos y provocando la ocurrencia de desprendimientos rocosos (Fig. 11). Estos fenómenos son especialmente visibles en la carretera de acceso al castillo de Santa Bárbara.

Otra forma de intervención humana en el medio ha sido mediante voladuras del terreno, que han degradado la calidad del macizo, favoreciendo la ocurrencia de nuevas inestabilidades. Algunas de estas voladuras, de pequeña importancia en cuanto al volumen de macizo involucrado, se realizaron para excavar la carretera de acceso al castillo. Las calcarenitas del macizo están muy cementadas en una zona concreta por la que discurre esta carretera, por lo que fueron excavadas mediante voladuras deficientes. Las explosiones afectaron a la zona, produciendo un patrón irregular de discontinuidades y la frecuente ocurrencia de inestabilidades, aunque de pequeño tamaño.



Figura 12. Vista panorámica del monte Benacantil. Se señala la zona dañada durante la explosión de 1709.

Sin embargo, en el sector Ereta – Casco Antiguo hubo un episodio dramático en la historia del macizo como consecuencia de la propia historia de la ciudad. Durante la Guerra de Secesión, la ciudad fue sitiada por el ejército borbónico en el invierno de 1708, tomándola el 3 de diciembre del mismo año. Sin embargo, el castillo de Santa Bárbara permaneció bajo mando de tropas británicas. Para dominar la fortaleza, las tropas borbónicas, bajo mando de D'Asfeld, excavaron túneles en su base, formando una mina que fue rellena con 1500 quintales de pólvora el día 28 de febrero de 1709. Tras varios intentos fallidos de convencer a la guarnición británica, la carga fue finalmente detonada el 4 de marzo. Como consecuencia una porción de la ladera colapsó (Fig. 12 y 13), junto con la parte del castillo que se apoyaba sobre ella. En el suceso falleció el comandante británico de la guarnición y una veintena de soldados. Finalmente la guarnición se rindió el 19 de abril de 1709.

Desde una óptica de riesgos de inestabilidad de laderas, este episodio en la historia de la ciudad alteró el estado natural de la ladera, fragmentándola en una multitud de bloques de tamaño muy variable (desde $< 1 \text{ m}^3$ a varios m^3) que se acumulan de forma caótica, sin trabado alguno entre bloques (Fig. 14), por lo que frecuentemente se movilizan debido a la acción de otros agentes des-

encadenantes (episodios de lluvias intensas). Los mismos tienen trayectorias variables, pero por la morfología de la ladera, con el Casco Antiguo de la ciudad situada a su pie, alguno de ellos ha llegado a alcanzar la zona urbanizada de la ladera (Fig. 14).

Como consecuencia de lo anterior, los desprendimientos de roca en el monte Benacantil constituyen una seria amenaza para la sociedad alicantina. Para la reducción de este riesgo se han aplicado numerosas soluciones técnicas que incluyen la ejecución de muros, bulonados, barreras estáticas, etc. (Fig. 13).



Figura 13. **A)** Acumulación caótica de bloques en la zona afectada por la explosión, observándose algunos muros de protección.

B) Estado de discontinuidades adyacentes a la zona de la explosión, obsérvese el bloque suelto encajado entre las paredes de la discontinuidad.

C) Barreras estáticas situadas al pie de la zona de acumulación de bloques.



Figura 14. Izquierda: Vista desde el Casco Antiguo de la zona de bloques resultantes de la explosión de 1709.

Derecha: Bloque desprendido integrado en la trama urbana del Casco Antiguo.



■ PARADA 3. IGLESIA DE SANTA MARÍA

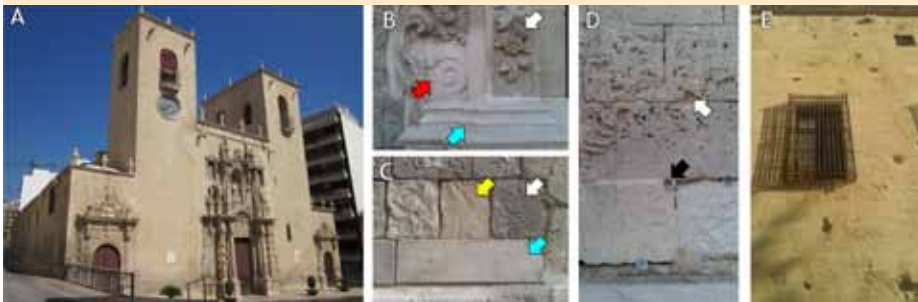
La basílica de Santa María de Alicante fue erigida en el siglo XIII, aunque el aspecto que presenta actualmente corresponde a las reconstrucciones de los siglos XIV, XV y XVIII. La fachada barroca (Fig. 15A) fue erigida en 1721, obra de Juan Bautista Borja. De las dos torres que presenta, la de la izquierda es relicta de las primitivas construcciones, sirviendo en origen de campanario, faro y torre vigía.

El monumento está construido con la piedra de San Julián, extraída de la cercana serra Grossa, la cual ha servido de cantera histórica para la práctica totalidad del patrimonio alicantino. La piedra de San Julián corresponde a una biocalcarenita del Mioceno medio (ocasionalmente puede presentar facies de biocalcarrudita) en la que destacan como aloquímicos foraminíferos, placas y radiolas de equinodermos, algas rojas y briozoos; en los bloques de la fachada también es posible observar clypeasteroideos y ostreidos perfectamente preservados. Los terrígenos (principalmente cuarzo y feldespatos) constituyen menos del 5% de la roca. Se puede observar dolomita, calcedonia, óxidos, fosfatos y glauconita como minerales accesorios.

La porosidad de esta roca es elevada, variando la porosidad abierta entre el 13% y el 30%. La alta porosidad y conectividad del sistema poroso, así como el pequeño tamaño de los poros (entre 0,5 y 1 μm según porosimetría de mercurio) explican su elevada susceptibilidad a la degradación (especialmente por cristalización de sales).

Resultado de esa degradación es frecuente encontrar intensos procesos de arenización, escamación y/o desplazado; sin embargo, la patología más llamativa en Santa María es la intensa alveolización que se desarrolla en la fachada sur al nivel de la altura capilar (Fig. 15D). La principal causa de este deterioro es la haloclastia, habiéndose identificado eflorescencias de yeso (principalmente) y halita. Otras patologías observadas en el monumento son las pátinas de ennegrecimiento y tinción. En la fachada E (que originalmente constituía la fachada marítima de la ciudad) también se observan numerosos impactos de cañón, ocasionados durante el bombardeo francés de 1709 (Fig. 15E).

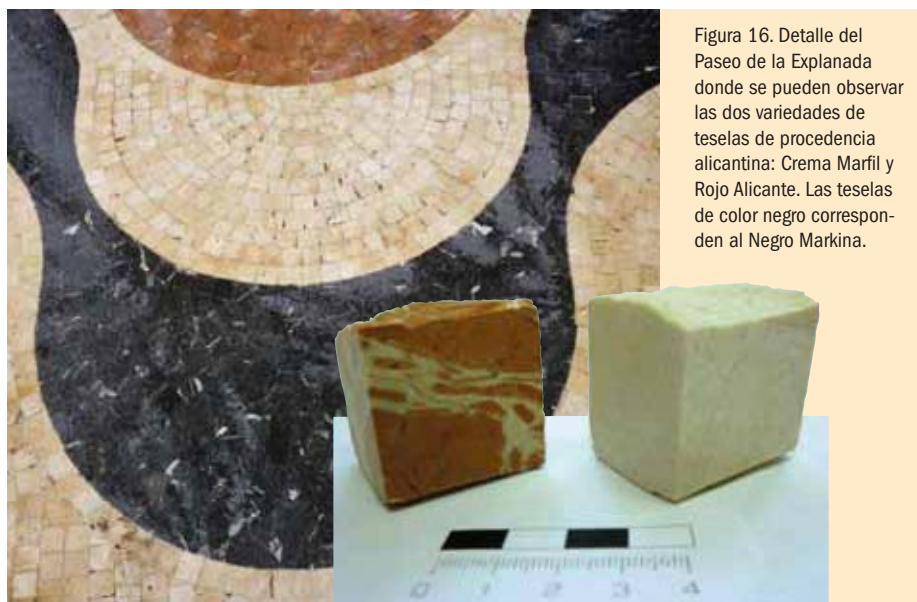
Figura 15. Iglesia de Santa María. 1: Fachada barroca; 2: piedra original (flecha blanca), mortero de reposición (flecha roja) y piedra de reposición (bioesparrudita, flecha azul); 3: piedra original (flecha blanca), piedra de reposición (biomicrita alterada, flecha amarilla; bioesparrudita sin alterar, flecha azul); 4: alveolización (flecha blanca) y respiraderos (flecha negra); 5: impacto de proyectiles en la fachada Este.



Recientemente se han realizado diversas intervenciones, incluyendo medidas correctivas y preventivas. Dentro de las actuaciones correctivas destaca la incorporación de piedra de reposición (introduciendo una bioesparrudita y una biomicrita) y morteros de reintegración (Fig. 15B,C). Cabe destacar el desigual comportamiento que han mostrado cada una de las piedras de reposición, siendo mucho más durable la bioesparrudita debido a su gran tamaño de poro. Las redes de protección de hornacinas, la protección metálica de cornisas y los respiraderos realizados en el zócalo del edificio han sido algunas de las medidas preventivas adoptadas.

■ PARADA 4. PASEO DE LA EXPLANADA

La Explanada de España, también conocida como Paseo de la Explanada, se extiende paralela al puerto, desde la Puerta del Mar hasta el Parque de Canalejas (Fig. 16). El paseo se construyó sobre el antiguo dique durante la primera mitad del siglo XX y presenta un solado colocado en el año 1958-59 constituido originalmente por más de 6 millones de teselas de 4 x 4 cm. Las teselas, realizadas en tres tipos de calizas fosilíferas, se clasifican como material de construcción como “mármoles comerciales” ya que admiten pulido sin adición de productos químicos, que es la definición del MIA (*Marble Institute of America*) para dicho tipo de material. Dos de ellas, las de color rojo y beis, son materiales pétreos representativos de la provincia de Alicante que reciben los nombres comerciales de Rojo Alicante (Fig. 17A,B) y Crema Marfil (Fig. 17C), respectivamente. La tercera, de color negro, denominada comercialmente Negro Markina (Fig. 17D) procede de canteras de calizas cretácicas marinas de Euskadi, principalmente de Aulestia y Markina, en la provincia de Vizcaya.



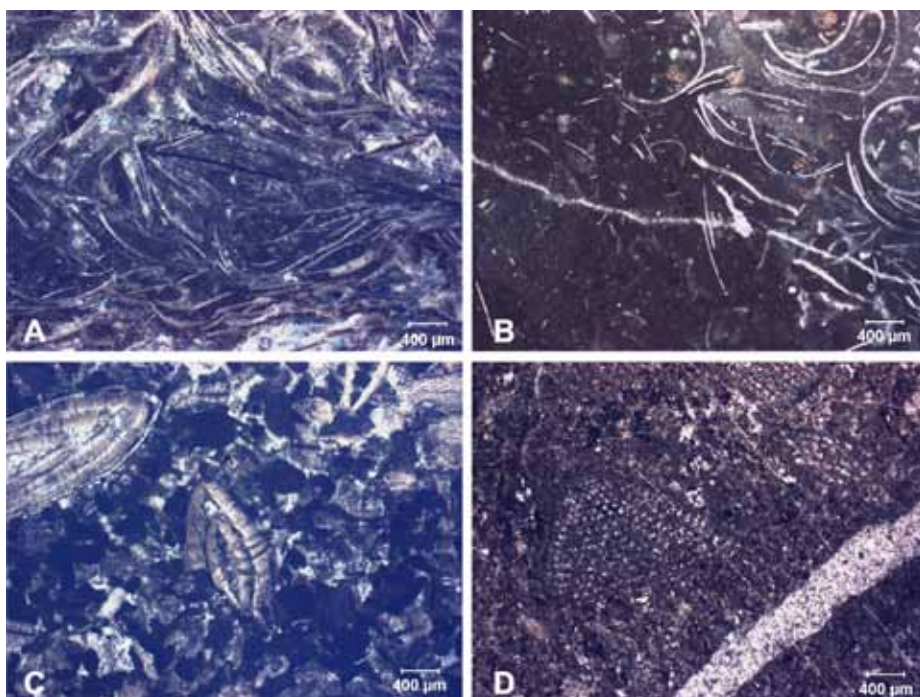


Figura 17. Lámina petrográfica. Fotomicrografías realizadas con Microscopio Óptico de Polarización de los materiales pétreos del pavimento de la Explanada: **A y B** Rojo Alicante: **A.** Biomicrita de bivalvos (“filamentos”), **B.** Micrita fosilífera con filamentos, ostrácodos, oxi-hidróxidos de Fe y Mn y vénula filiforme de calcita. **C.** Crema Marfil, biomicrita con foraminíferos (nummulítidos y otros foraminíferos de menor tamaño relativamente micritizados) y fragmentos de algas rojas como constituyentes principales. **D.** Negro Marquina: biomicrita con foraminíferos (alveolínidos) y vénulas de calcita de diferente grosor.

Esta pavimentación fue llevada a cabo durante el mandato de Agatángelo Sóler Llorca como alcalde de Alicante. Fue diseñada por el arquitecto Francisco Muñoz, firmada por el arquitecto municipal Miguel López e inspirada en la pavimentación de la plaza del Rossio de Lisboa, que reproducía olas del mar en mármol de color gris y azul y que también sirvió como inspiración para la pavimentación del paseo marítimo de Copacabana (Brasil) realizado en 1970, con un diseño de olas paralelas al mar diseñado por el artista brasileño Robert Burle Marx (1909-1994).

El pavimento de la Explanada fue restaurado en 1982 y posteriormente en 1992-93, restauración en la que el mosaico se montó sobre una losa de hormigón emplazada sobre micropilotajes para evitar problemas geotécnicos. Se realizaron ondas de teselas sobre una malla textil, en lugar de colocar las piezas individualmente. Similar metodología se utilizó en la restauración del pavimento de 2009.

El **Crema Marfil** es una de las rocas más exportadas de la península Ibérica, especialmente a Estados Unidos. Es una caliza fosilífera cuya variedad más importante es una biomicrita de foraminíferos con claro predominio de los nummulítidos. Se ha llegado a definir una variedad de Crema Marfil denomina-

da “Grano de Arroz”, en referencia a la morfología de dichos fósiles. También presenta facies bioesparíticas y otros tipos de foraminíferos y fósiles como, por ejemplo, algas rojas. Algunas variedades, con abundantes vénulas finas de calcita y estilolitos, han sido muy apreciadas por sus características estéticas (Crema Marfil “Fantasía”), a pesar de sus peores propiedades petrofísicas, especialmente de resistencia a flexión. Esta roca se formó en mares del Paleógeno en el ámbito Prebético. La cantera, ubicada en el término municipal de Pinoso, al noroeste de Alicante, presenta frentes de extracción que pueden superar los 400 m de longitud, explotándose con una altura de bancos que alcanza los 6 m.



Figura 18.
Panorámica de la cantera de Cavarrasa, situada en el término municipal de Monóvar, donde se extrae el Rojo Alicante.

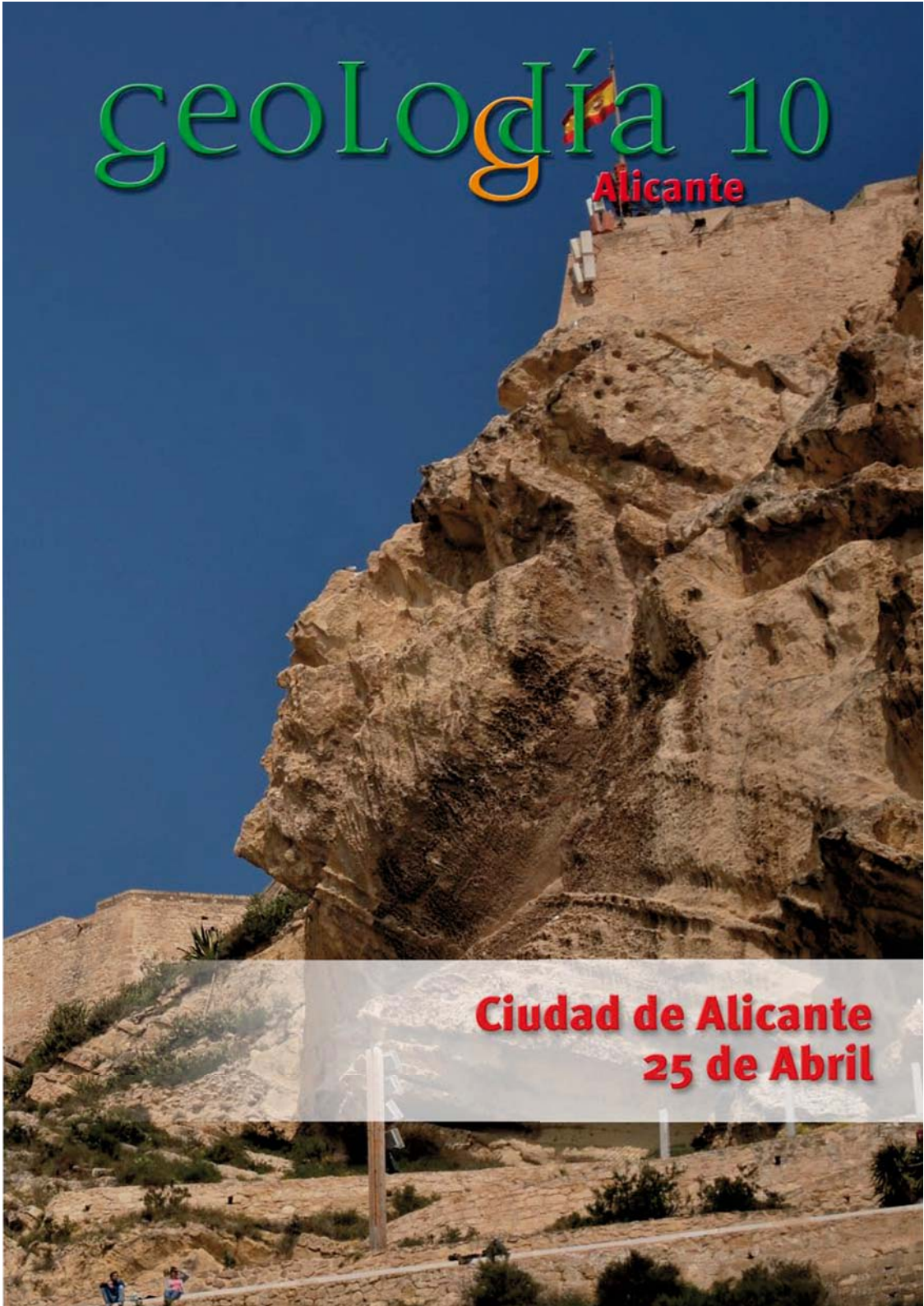
El **Rojo Alicante** es una caliza de facies pelágica (Subbético) del Jurásico Superior, cuya explotación más importante es la cantera de Cavarrasa, en el término de Monóvar, provincia de Alicante (Fig. 18). Presenta contenido fosilífero en diferentes proporciones, lo que hace que la roca pueda definirse como micrita fosilífera hasta biomicrita). Los fósiles que contiene son ammonites, ostrácodos y especialmente bivalvos pelágicos (como *Bositra*) que son los componentes más representativos. La concha de estos bivalvos pelágicos presenta una sección transversal muy característica que, por su grosor, ha sido descrita como “filamento”. Es frecuente que esta roca presente estructuras diagenéticas, como nódulos, muy comunes en rocas de ese tipo utilizadas en el Patrimonio Arquitectónico, como la escalera del Palacio Arzobispal de Orihuela, y facies brechoides. Las vénulas de calcita blanca son relativamente abundantes.

El **Negro Markina** es una caliza fosilífera, concretamente una biomicrita cuya matriz (micrita) tiene un alto contenido en materia orgánica y también en pirita, que al meteorizarse pasa a oxi-hidróxidos de hierro. Suele presentar vénulas de calcita blanca de diferentes grosores. Los fósiles más citados en ellas son rudistas, si bien en rocas comercializadas recientemente suelen ser muy abundantes los foraminíferos, principalmente alveolínidos, de diferentes tamaños. Son calizas de facies Urganianas (Aptiense-Albiense) de la cuenca Vasco-Cantábrica. El Negro Markina “Florido” es la denominación que se da a una roca en la que la calcita blanca, en vénulas o formando parte de fósiles, es más abundante.

geología 10

Alicante

Ciudad de Alicante
25 de Abril





2

Geología surge de una iniciativa aragonesa el año 2005. Desde entonces se ha celebrado anualmente en distintas localidades de la provincia de Teruel. Su espíritu es acercar la Geología al ciudadano, a la Sociedad, en el marco donde aquella alcanza su mejor expresión, en contacto directo con la Naturaleza. Gracias al apoyo y al ánimo de los impulsores de esta idea, José Luis Simón, de la Universidad de Zaragoza, y Luis Alcalá, de la Fundación Dinópolis, en 2008 y 2009 realizamos los Geolodías Serra Gelada y Aitana respectivamente, itinerarios geológicos de divulgación dirigidos a un público no especializado. A estas dos primeras ediciones asistieron más de 600 personas en Serra Gelada, entre los itinerarios marítimo y terrestre, y más de 800 en la Sierra de Aitana. La gran acogida de esta actividad nos ha animado a organizar una nueva edición, esta vez en la ciudad de Alicante.

Esta tercera edición se celebrará el próximo domingo 25 de abril de 2010, fecha escogida por la Sociedad Geológica de España, la Asociación Española para la Enseñanza de las Ciencias de la Tierra y el Instituto Geológico y Minero de España para realizar el primer Geolodía de ámbito nacional. De momento hay programados para ese mismo día más de 30 Geolodías en distintas provincias de la geografía española. Con esta actividad, la comunidad geológica española quiere celebrar con el resto de ciudadanos el Día de la Tierra, declarado por la ONU el 22 de abril.

Después de un itinerario marítimo (Serra Gelada) y otro de montaña (Sierra de Aitana) hemos elegido un recorrido urbano por la ciudad de Alicante que estamos convencidos que va a sorprender gratamente a todos los participantes ya que la ciudad tiene un espectacular patrimonio geológico. Una vez más ofrecemos un viaje a los amantes de la Naturaleza con el objeto de que experimenten, aprendan y disfruten del magnífico Patrimonio Geológico de nuestra provincia. A lo largo de un recorrido urbano peatonal de casi 10 km (aprovecharemos el **Ciclovía**, iniciativa del Ayuntamiento de Alicante),

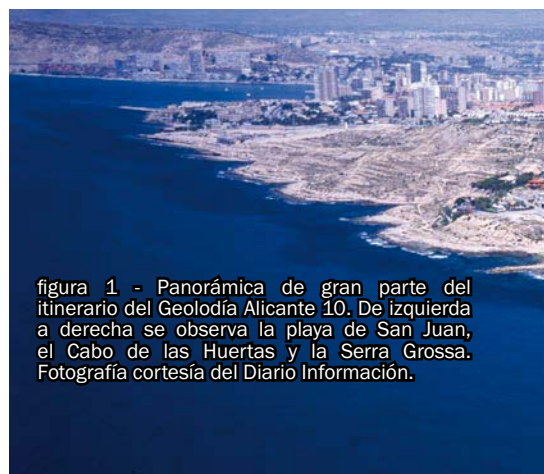


figura 1 - Panorámica de gran parte del itinerario del Geolodía Alicante 10. De izquierda a derecha se observa la playa de San Juan, el Cabo de las Huertas y la Serra Grossa. Fotografía cortesía del Diario Información.

situaremos una docena de paradas donde más de 40 monitores, la mayoría de ellos geólogos e ingenieros geólogos de la Universidad de Alicante realizarán breves explicaciones divulgativas. A lo largo del itinerario se aprecian muy diversos materiales y procesos geológicos que han podido pasar inadvertidos para la gran mayoría de las personas que con seguridad habrán pasado multitud de veces por esa zona contemplando el paisaje pero sin una mirada atenta a lo que nos revelan esos testigos mudos que son las rocas.

En este recorrido entre la Playa de San Juan y el Paseo de la Explanada, los asistentes al Geolodía Alicante 2010 podrán conocer cómo se formó la playa de San Juan, podrán observar playas y dunas fósiles que había en Alicante hace 100.000 años, estudiarán los fósiles contenidos en las rocas así como las rocas utilizadas para construir la Iglesia de Santa María o el emblemático Paseo de la Explanada, y aprenderán algo de la historia geológica de la ciudad, en la que hay rocas de algo más de 200 millones de años hasta sedimentos actuales. Estos aspectos geológicos se complementarán con la visita al desprendimiento rocoso

provocado en 1709 durante la Guerra de Sucesión para la cual contaremos con la colaboración con profesores de Geografía Humana de la Universidad de Alicante.

Esperamos que este tercer Geolodía tenga la misma aceptación que la de los dos anteriores y consiga que definitivamente el Geolodía se convierta en una de las actividades tradicionales de la programación cultural de los alicantinos. Pensamos que sólo así, desde el conocimiento, desde la educación, desde la cultura, podremos entre todos poner en valor este patrimonio. Debemos defender, proteger y conservar nuestro patrimonio cultural, entre el que está lógicamente el patrimonio geológico.

Al igual que en ediciones anteriores la actividad está patrocinada por el Vicerrectorado de Extensión Universitaria y la Facultad de Ciencias de la Universidad de Alicante, y organizada por el Departamento de Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente de la Universidad de Alicante. Además de las instituciones nacionales antes mencionadas queremos agradecer la colaboración del Excmo. Ayuntamiento de Alicante y del Área de Medio Ambiente de la Diputación de Alicante.

3

Los monitores del Geolodía



EL ITINERARIO

Longitud

9,5 Km.

Duración aproximada

4 horas, incluidas las explicaciones.

Nivel de dificultad

Bajo. El itinerario discurre por el litoral y por el casco urbano de la ciudad sin ningún desnivel apreciable.

Recomendaciones

- > En el Cabo de las Huertas, no salir del sendero.
- > Una vez finalizada la parada 3, en el Cabo de las Huertas, el recorrido a pie se puede reducir usando el tranvía para desplazarse

entre las paradas 3 (estación más próxima: Cabo Huertas) y 4 (estación La Isleta).

> Para regresar desde la parada 10 hasta el inicio del itinerario (quien tenga que recoger su vehículo) debe tomar la línea 4 del TRAM (estación Porta del Mar) y dirigirse a la estación Avenida de Benidorm, la más próxima al inicio del itinerario.

Lugar de encuentro

El punto de información y encuentro del Geología 10 se sitúa en el paseo marítimo de la playa de San Juan (Avenida de Niza) junto al puesto nº1 de la Policía Local-Botiquín de la Cruz Roja.

4



IMPORTANTE

Quién lo desee puede hacer un itinerario más corto por el centro de la ciudad (últimas paradas). En ese caso el lugar de encuentro será la parada 10 (Paseo de la Explanada, junto al kiosko Peret).

figura 2 - Grabado de principios del s. XVII. Dominando la ciudad de Alicante se encuentra el monte Benacantil, en cuya cumbre se edifica grandiosa la fortaleza de Santa Bárbara. La roca que la sustenta es una caliza formada por la acumulación de conchas de organismos marinos que vivieron hace más de diez millones de años. La intemperie ha modelado la roca en un perfil conocido por las gentes de Alicante como la "Cara del Moro".



PATRIMONIO GEOLÓGICO DE LA CIUDAD DE ALICANTE

El desarrollo urbano de Alicante ha tenido lugar sobre una amplia extensión de territorio cuyo substrato es observable en muchos puntos. La topografía de la ciudad, donde las calles y avenidas ocupan ramblas y laderas, deja afloramientos en los relieves más singulares que no han sido urbanizados. Es el caso de los montes Benacantil y Tossal, las lomas del Garbinet o la Serra Grossa, todos ellos protegidos por el planeamiento. Un paseo por la ciudad, andando o en transporte público, nos permite reconocer materiales, estructuras y formas de una geología muy variada e interesante. En un radio muy pequeño y con una fácil accesibilidad, en la ciudad y su término municipal, se aglutinan rocas de edad Triásico, Jurásico, Cretácico, Paleoceno, Eoceno, Mioceno, Plioceno y Cuaternario.



figura 4 - Huellas fósiles (icnitas) situadas en la Sierra del Colmenar que recogen un rastro realizado por un úrsido (oso) sobre una superficie blanda entre el Messiniense superior y el Plioceno inferior.



figura 5 - Afloramiento de estromatolitos fósiles (Messiniense) en la Sierra del Colmenar. Las espectaculares formas en domo están constituidas por alternancia de láminas claras, ricas en carbonato, y láminas oscuras, con mayor proporción de materia orgánica.

TABLA DEL TIEMPO GEOLÓGICO

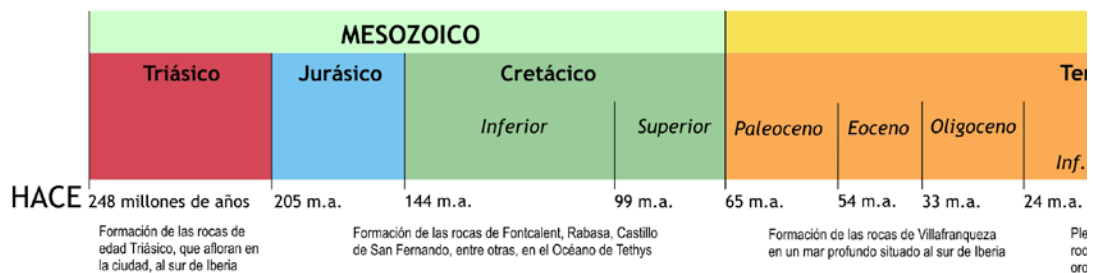




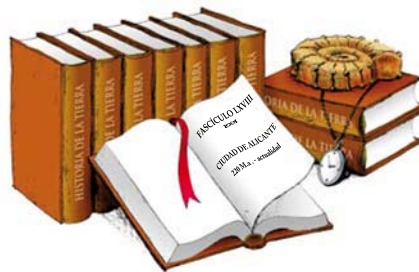
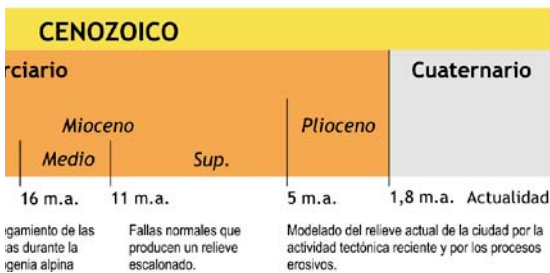
figura 6 - **Crisis de Salinidad del Messiniense.** La parte inferior del afloramiento presenta areniscas con estratificación cruzada propias de una zona de depósito litoral, y como puede verse en la foto inferior, han registrado rizaduras de oleaje simétricas. Sobre estos materiales, separados por una superficie de erosión, hay depósitos marinos de edad Plioceno. Esta superficie remarcada en la fotografía representa el tiempo sin depósitos marinos previo a la reinundación del Mediterráneo.

Además de los afloramientos que recorre el Geolodía Alicante 2010, la ciudad cuenta con otros lugares de interés geológico excepcional. Entre ellos destacan por ejemplo los estromatolitos gigantes de edad Messiniense de la Sierra del Colmenar, en el sector de la Ciudad de la Luz. También en esta misma zona existen magníficos afloramientos donde se puede identificar en las rocas de edad Messiniense el momento en el que el Mar Mediterráneo se desecó y volvió a inundarse. No muy lejos de allí se observan huellas fósiles de grandes mamíferos y de aves. Otros puntos de interés, sin embargo, no están ya por desgracia a nuestro alcance al haberse procedido a intervenciones urbanísticas que han ocultado los puntos

de observación. Tal es el caso del tránsito K-T, correspondiente a la extinción de muchas especies ((entre ellas la de los dinosaurios), oculto en la ladera oriental de la colina del Castillo de San Fernando al sur de las instalaciones deportivas municipales, así como en la occidental a lo largo de la Ronda del Castell ■

7

En las rocas de la ciudad de Alicante **está escrita una parte de la historia geológica** de los últimos 220 millones de años, pero esto sólo constituye aproximadamente un 5% del total de la historia de la Tierra ya que nuestro planeta, todavía joven, tiene una edad de 4600 millones de años.



PATRIMONIO GEOLÓGICO DE LA CIUDAD DE ALICANTE

Entre los muchos lugares de interés geológico que tiene la ciudad de Alicante destaca, por encima del resto, la **discordancia de Villafranqueza**. Y no lo hace precisamente por su belleza paisajística sino por su interés didáctico. El paraje de las Lomas de Garbinet y Racó de Santana, donde se localiza esta discordancia, ha sido usado durante más de veinte años por numerosas promociones de estudiantes universitarios y de enseñanza secundaria de nuestra ciudad.

Se trata de un ejemplo que podemos denominar “de libro”, en cuyas rocas está escrita “con muy buena letra” (nos referimos a que los afloramientos son excepcionalmente didácticos), la historia geológica de Alicante de los últimos 50 millones de

años. Entre otros aspectos se pueden reconocer: (1) el mar relativamente profundo que había en Alicante durante el Eoceno (hace más de 40 millones de años), al que llegaban frecuentes corrientes de turbidez que depositaban capas de areniscas con abundantes *nummulites*, (2) los efectos de la colisión entre dos placas tectónicas, la placa Euroasiática y la pequeña placa Mesomediterránea que comenzó a plegar las rocas eocenas hace algo más de 20 millones de años, (3) la reinundación marina que sufrió la zona hace aproximadamente 8 millones de años, formándose primero una playa y posteriormente un mar muy poco profundo, en el que se depositaron las areniscas que encontramos actualmente en la parte superior de las

8

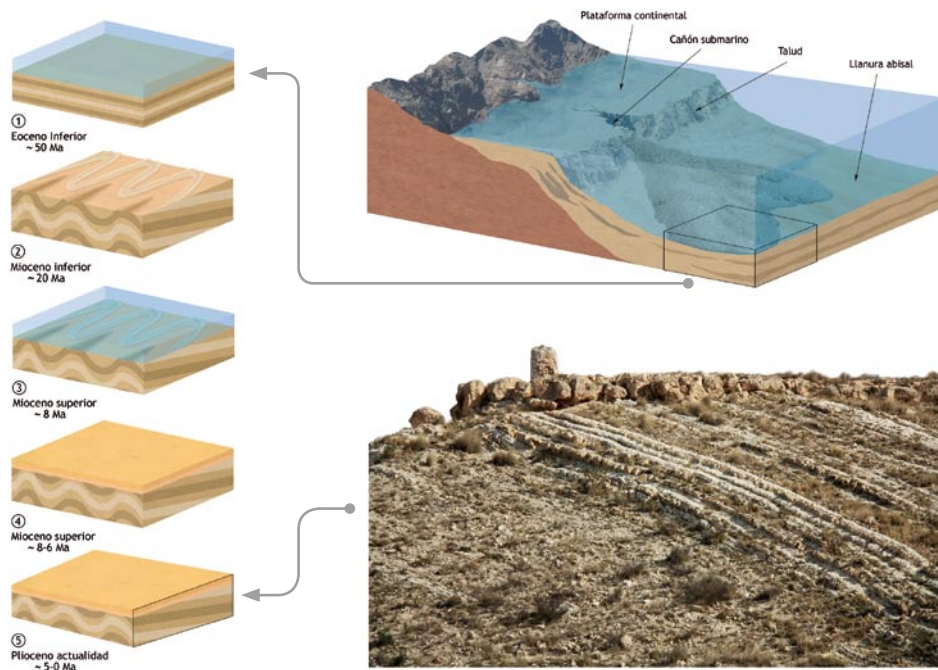


figura 7 - Esquema evolutivo que muestra cómo se ha formado la discordancia de Villafranqueza. Ilustración de Javier Palacios.



figura 8 -Estudiantes de Ingeniería Geológica de la Universidad de Alicante, con la discordancia angular de Villafranqueza al fondo.

Lomas de Garbinet (por cierto, equivalentes a las que se reconocen en este itinerario en el Cabo de las Huertas) y (4) los efectos que está produciendo la colisión entre las placas Africana y Euroasiática en los últimos 8 millones de años que ha conseguido plegar estas areniscas del Mioceno Superior (por eso las podemos ver inclinadas entre 5 y 10° hacia la zona de Vistahermosa-San Juan) hasta producir el relieve actual de las Lomas de Garbinet y Racó de Santana (así como el del Cabo de las Huertas) ■

Las rocas hablan, nos cuentan historias.

En una escena de la película “Un lugar en el Mundo” (Adolfo Aristarain, 1992) el personaje Hans, un geólogo caracterizado por José Sacristán, está dando una pequeña clase a un grupo de niños a los que les dice “... para hablar con las piedras primero hay que conocer su idioma, pero también pasa eso con la gente ¿o no? Esta piedra ¿de qué me habla a mí esta piedra? A ver, a ti ¿te dice algo a ti la piedra?” – los niños no contestan- “Yo si la oigo porque conozco su idioma, me cuenta historias, me habla de millones de años ...”

Las Lomas del Garbinet fueron un yacimiento de fósiles de erizos de mar muy importante hasta final de los años sesenta del pasado siglo. Entonces quedó esquilimado fruto del afán recolector. El suelo estaba lleno de estos fósiles, que en la zona valencianoparlante de la provincia se conocen como **panets de bruixa** (panecillos de bruja). El catedrático Jiménez de Cisneros cuenta que los fósiles de **nummulites**, que a diferencia de los anteriores siguen siendo abundantísimos, los lugareños les llamaban **dinerets** (monedas antiguas). Si la denominación de los primeros tiene carácter mágico, la de los segundos es coincidente en el plano científico y en el popular (**nummulites** = moneda de piedra).



EL DESPRENDIMIENTO DE ROCAS DURANTE LA GUERRA DE SUCESIÓN

El talud que configura la denominada *Cara del Moro* al Sur del monte de Benacantil tienen su origen en la explosión de una mina, o galería llena de pólvora, el 4 de marzo de 1709. Este acontecimiento se ubica cronológicamente durante la Guerra de Sucesión (1701-1714).

Alicante era en fechas previas a la contienda un importante puerto mercantil. En el verano de 1706 el ejército austracista sitiaba por tierra y por mar la ciudad. Tras el desembarco de 17000 soldados ingleses y un bombardeo de 8 días las tropas asaltaron la ciudad el 8 de agosto. No obstante, la resistencia continuó en el castillo de Santa Bárbara hasta el 7 de septiembre. El nuevo gobernador inglés,

el brigadier Georges, mandó rehacer las defensas. Tras la batalla de Almansa, el 25 de abril de 1707, la ciudad se convirtió en un centro estratégico para la causa austracista. El ataque borbónico se dirigió inmediatamente hacia Valencia, que se rindió el 8 de mayo. El 3 de diciembre de 1708 las tropas borbónicas conseguían entrar en Alicante, retirándose al castillo los austracistas, quienes bien pertrechados confiaban en el apoyo que les podía ofrecer la flota. Los sitiadores construyeron una mina en la montaña e informaron de su intención a los sitiados. Ante la negativa a rendirse se ordenó la explosión que generó un talud de difícil acceso. La resistencia prosiguió hasta el 19 de abril de 1709 ■

10



figura 10 - Asedio de la flota borbónica dirigida por Asfeldt el 30 de noviembre de 1708 a la ciudad de Alicante. Fuente: Secretariat de Promoció del Valencia de la Universitat d'Alacant.

El sedimento arenoso que forma las playas está en continuo movimiento por el efecto de las olas, acentuado en periodos de tormenta. Por esta razón la playa de San Juan perdió la mayor parte de su arena natural (ver foto del año 1956). Ello obligó a que tuviese que ser rege-

nerada artificialmente en el año 1990, añadiendo la arena que actualmente observamos (ver foto del año 2002). Esta arena fue extraída del fondo del mar. Si se mira detalladamente reconoceremos en gran número de conchas de organismos marinos someros ■

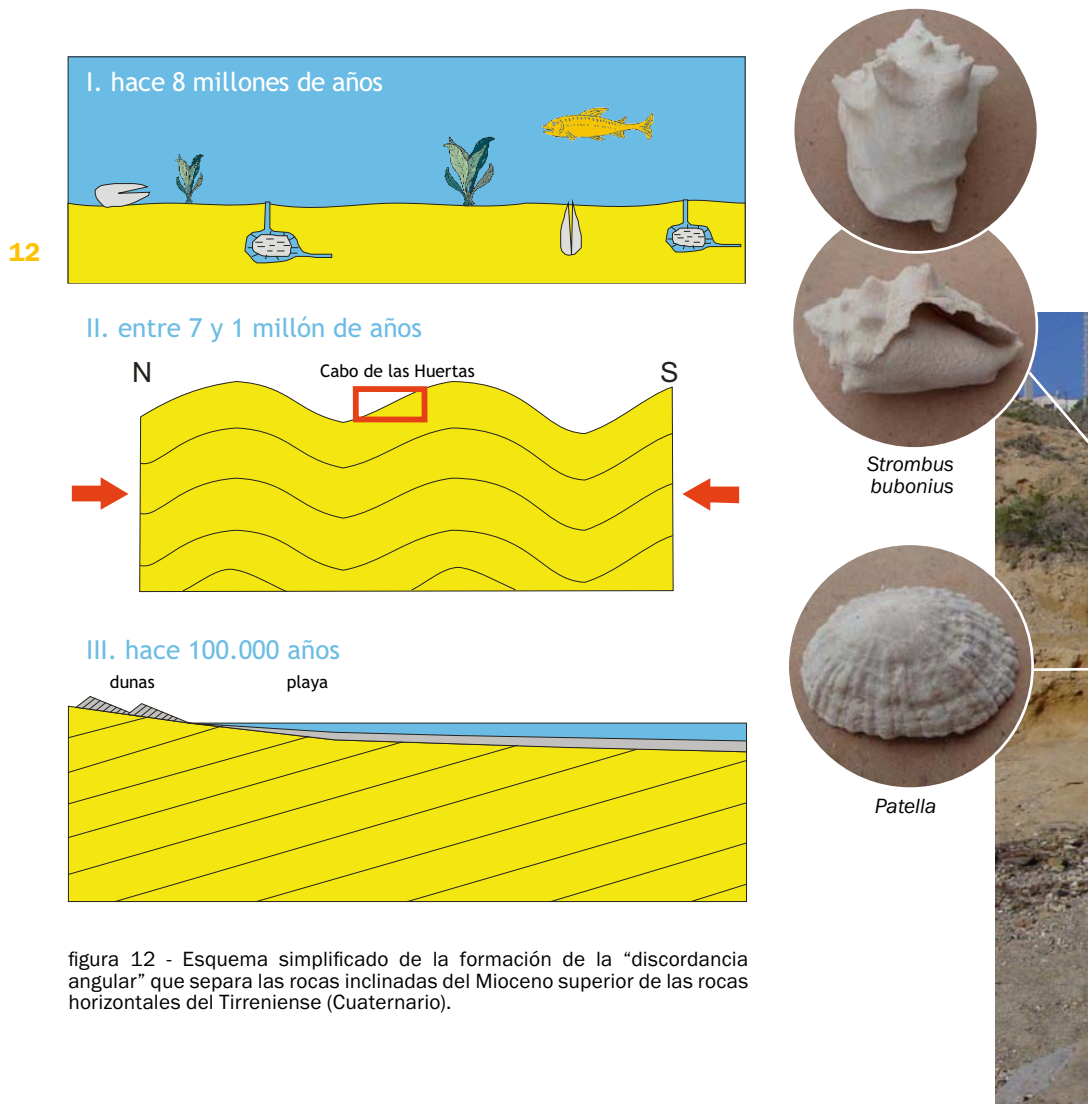


11

figura 11 - Imagen de satélite del Cabo de las Huertas y del extremo meridional de la Playa de San Juan. El aspecto "turbio" del agua es debido al sedimento en suspensión transportado por corrientes paralelas a la costa.

El sustrato rocoso del Cabo de las Huertas está constituido por areniscas amarillentas, de edad Tortoniense (Mioceno superior), depositadas hace unos 8 millones de años en una plataforma continental marina de poca profundidad. Contienen fósiles como *Clypeaster*, *Pecten* y frecuentes trazas fósiles. Las areniscas muestran una inclinación de 30° hacia el norte. Forman parte del pliegue de San Juan que se

formó recientemente como consecuencia de la aproximación entre las placas Africana y Euroasiática. En discordancia angular sobre las areniscas miocenas, se observan localmente capas horizontales de edad Tirreniense (Cuaternario), que corresponden a una antigua playa (terrazza marina) depositada hace unos 100.000 años donde es posible reconocer abundantes fósiles.



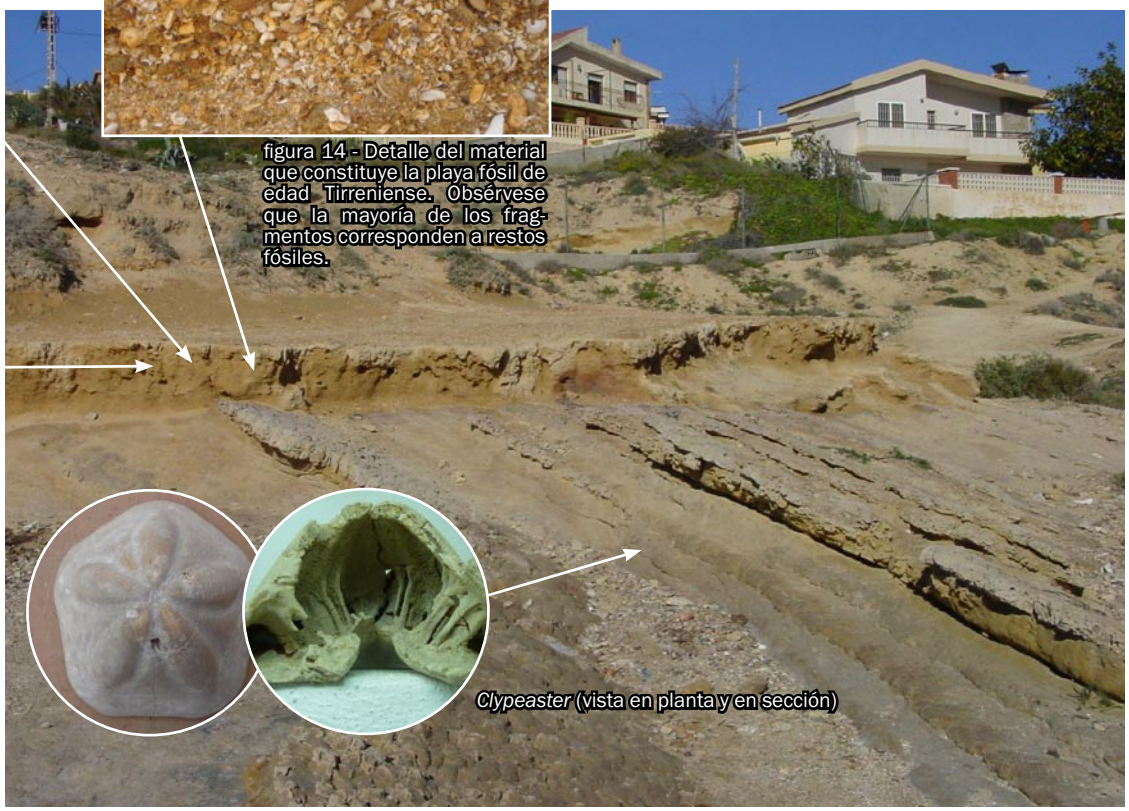
Sólo como botón de muestra se pueden encontrar *Acanthocardia tuberculatum*, *Arca noae*, *Venus verrucosa*, *Ostrea edulis*, *Conus sp.*, *Strombus bubonius*, *Natica sp.*, *Chlamys varia*, *Columbella rustica*, *Thais haemastoma*, *Astraea rugosa*, *Spondilus sp.*, *Lima sp.*, *Amusium cristatum*, *Anomia sp.*, *Patella sp.*, *Glycymeris glycymeris*, *Diplodonta sp.*, entre otros ■

figura 13 - Cabo de las Huertas. Se observan estratos inclinados de calcarenitas del Mioceno Superior (aproximadamente 8 millones de años). Sobre ellos, existe un depósito casi horizontal de playa fósil, de edad Tirreniense (aproximadamente 100.000 años). Se muestran algunos fósiles contenidos en ambos materiales.

Los sedimentos, con el paso del tiempo, se convierten en rocas. La arena, por ejemplo, se transforma en arenisca. Durante este cambio, conocido como **diagénesis**, el sedimento original pierde porosidad y se compacta. Todo ello provoca un endurecimiento del material hasta convertirlo en roca. Además, los restos más resistentes de los organismos que poblaban dichos mares y que acababan en el fondo se transforman en fósiles. En el caso particular del Cabo de las Huertas, la Serra Grossa y el Monte Benacantil, reciben el nombre de **calca-renitas** por la composición calárea de la mayoría de sus granos.



figura 14 - Detalle del material que constituye la playa fósil de edad Tirreniense. Obsérvese que la mayoría de los fragmentos corresponden a restos fósiles.



Clypeaster (vista en planta y en sección)

Además de Villafranqueza, el Cabo de las Huertas es otro de los lugares de la ciudad de Alicante que tiene un gran interés didáctico. Su costa, salpicada de pequeños acantilados y calas, ofrece al docente numerosos recursos para trabajar con los estudiantes. En esta parada, situada en el mismo Cabo de las Huertas, se observan varios rasgos geomorfológicos interesantes.



figura 15 - Panorámica del pequeño acantilado del Cabo de las Huertas con la plataforma de abrasión en primer término.

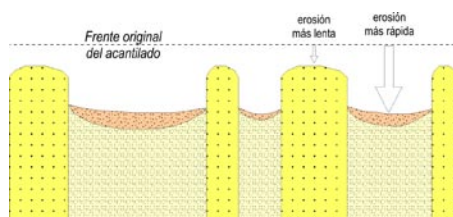


figura 16 - Esquema de cómo se ha formado la actual costa del Cabo de las Huertas, caracterizada por una alternancia de entrantes y salientes.

14

PLATAFORMAS ROCOSAS. Son producidas por el efecto del oleaje, resultado del impacto de las olas y de las partículas que lleva en su seno. El oleaje produce en la base del acantilado una socavadura que progresivamente aumenta de profundidad, hasta que las rocas del acantilado se desploman. Con el paso del tiempo, el acantilado retrocede y, a la altura del nivel del mar, se va esculpiendo una superficie de suave pendiente conocida como plataforma de abrasión marina.

¿CÓMO SE FORMAN LAS CALAS? Esta costa acantilada se interrumpe localmente por pequeñas calas. En este caso es debido a la alternancia de estratos de arenisca de diferente resistencia. Las menos resistentes son erosionadas por el mar con mayor facilidad produciendo unos “entrantes” de la línea de costa y unos promontorios o salientes. Los promontorios, que coinciden con las capas más resistentes, producen en el oleaje un “efecto sombra”. Éste hace disminuir la energía del oleaje, y el mar acumula pequeñas playas de arena y/o grave en estos sectores abrigados.



figura 17 - Aspecto de unas microdolinas (*kamenitzas*) formadas por la disolución de la roca por la acción del agua del mar.

LAS ROCAS SE DISUELVEN. El agua del mar produce la corrosión y disolución química de las rocas de areniscas del Cabo de las Huertas. La salinidad, acidez, ionización del agua marina, así como, la presencia de organismos vivos que aportan CO₂ al sistema, favorecen este proceso. Con el paso del tiempo se forman surcos (lapiaces), y pequeñas depresiones circulares (microdolinas o *kamenitzas*).



figura 18 - Erosión alveolar de las calcarenitas del Mioceno Superior del Cabo de las Huertas. Comparar con la observada en la figura 24 en la Iglesia de Santa María.

ALVÉOLOS PETRIFICADOS. En ambientes costeros uno de los principales procesos de alteración de la roca es la haloclastia. La roca arenisca se “humedece” con agua marina rica en sales. Su posterior evaporación facilita la precipitación de dichas sales dentro de los poros de la roca que producen presiones capaces de disgregarla. Las pequeñas oquedades que se generan recuerdan a los alvéolos, de ahí que reciban el nombre de estructuras alveolares.

La playa de la Albufereta ha sufrido una gran transformación durante el siglo XX. En principio, estaba formada por una barra litoral o restinga que individualizaba el mar de una laguna litoral, albufera o lagoon de pequeñas dimensiones (de ahí el nombre de Albufereta). Esta laguna recibía los aportes de algunos manantiales y de la escorrentía del Barranco de Maldo que forma el tramo final de una red de avenamiento que integran los barrancos de Orgegia y Juncaret, que discurren por el norte de la antigua Huerta de Alicante y cuyas aguas se mezclaban con el agua

marina. A tenor de los datos históricos, la comunicación entre la laguna y el mar ha sido cambiante a lo largo del tiempo, coexistiendo situaciones de abertura directa y cerrada. Esta situación fue modificada en el primer tercio del siglo XX, cuando se produjo la desecación de la laguna. Desde ese momento la playa de la Albufereta se convirtió en la desembocadura del Barranco de Maldo que anteriormente alimentaba la laguna.

Debido a los importantes problemas de inundación que sufría el sector ocupado por la antigua laguna y sus alrededores se realizó el encauzamiento de los barrancos de Orgegia y Juncaret hasta la misma playa de la Albufereta. Sin embargo, esta actuación de defensa frente a las inundaciones provoca que, cada vez que se produce un evento de evacuación de caudales elevados, la playa sufra importantes daños que requieren una intervención posterior de regeneración ■

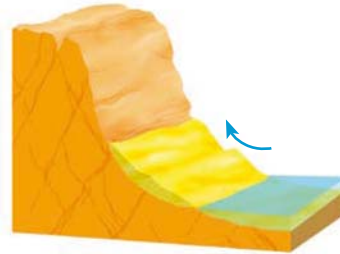
16



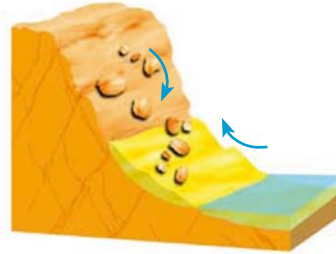
figura 19. Recreación de la Albufereta y situación de Lucentum en tiempos de los romanos (tomada de El Tossal de Manises, Diputación de Alicante, 1988). Debajo, la imagen de Google Earth muestra la situación actual.

En esta parada observamos una duna fósil “rampante” de edad Tirreniense (100.000 años aproximadamente), que incorpora bloques de calcarenitas desprendidos desde los escarpes de la sierra. Sobre esta duna fósil (eolianita) vemos, discordantes, unos depósitos coluviales más recientes. El proceso de formación ha sido el siguiente:

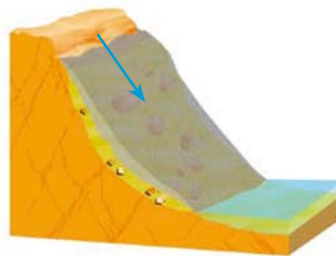
figura 20 - Detalle de la duna fósil. Obsérvense los dos bloques rocosos desprendidos de la Serra Grossa incluidos en la arena de la duna de hace 100.000 años.



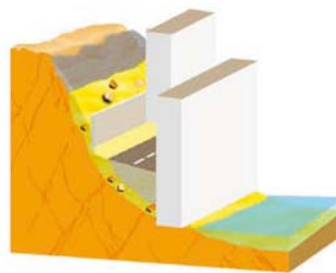
I. Depósito de arenas en la base del acantilado.



II. Desprendimiento de rocas.



III. Continuación del depósito de arenas, enterrando los bloques, y recubrimiento con un depósito coluvial a modo de manto que preserva la estructura.



IV. Situación actual del afloramiento.

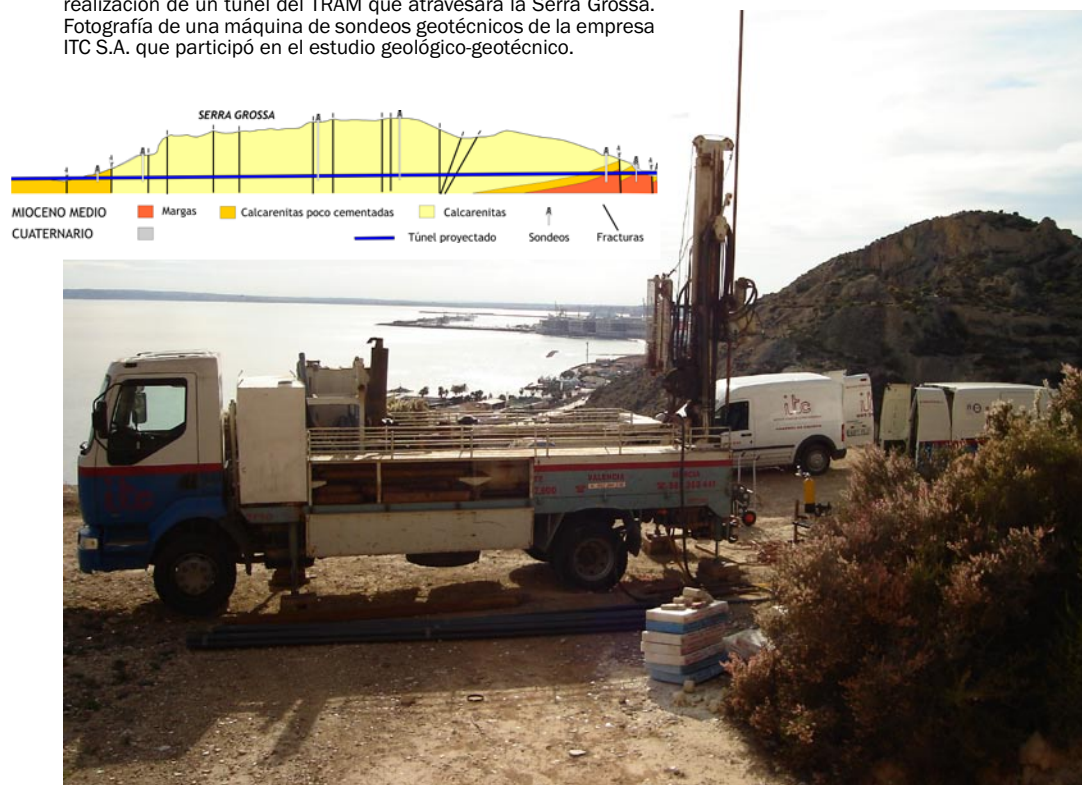
figura 21 - Esquema evolutivo que muestra la formación de la duna fósil situada al pie de la Serra Grossa.

La Ingeniería Civil ha de enfrentarse con problemas muy diversos que le plantea el terreno. Entre otros aspectos, la Ingeniería Civil estudia el terreno que le sirve de cimentación para soportar estructuras y rellenos; emplea el suelo y las rocas o sus derivados (áridos) como material de construcción; debe proyectar estructuras de contención o sostenimiento en excavaciones, aéreas o subterráneas (túneles), o debe superar la dificultad que los materiales oponen a las mismas y la problemática que plantea la presencia de agua. En este sentido resulta fundamental el conocimiento del terreno que aporta la Geología, en particular, aquella rama de la misma que aplica sus conocimientos a la ingeniería: la **Ingeniería Geológica**.

En el caso particular de la construcción de un túnel que atraviesa un macizo rocoso, como el de la Serra Grossa (ver figura), el tipo de rocas que se verán implicadas, su estructura y la presencia o no de agua subterránea resultan fundamentales para el diseño y ejecución de la obra, puesto que condicionarán tanto los métodos de excavación como los de sostenimiento. Como en toda obra de ingeniería, es imprescindible realizar un estudio que nos permita conocer las características geotécnicas del terreno a lo largo del trazado. Este estudio consiste en un corte geológico de detalle, en el que en lugar de representar grandes unidades o formaciones geológicas, se representan unidades o niveles geotécnicos, es decir niveles con un comportamiento mecánico semejante ■

18

figura 22. Corte geológico-geotécnico del estudio previo para la realización de un túnel del TRAM que atravesará la Serra Grossa. Fotografía de una máquina de sondeos geotécnicos de la empresa ITC S.A. que participó en el estudio geológico-geotécnico.



Esta parada se sitúa en la estación del TRAM de la Sangueta. Desde la estación se observa una magnífica panorámica de la antigua cantera de calcarenitas de la

Serra Grossa que están intensamente fracturadas. Estas fracturas reciben el nombre de fallas, ya que provocan el desplazamiento de los bloques de roca ■

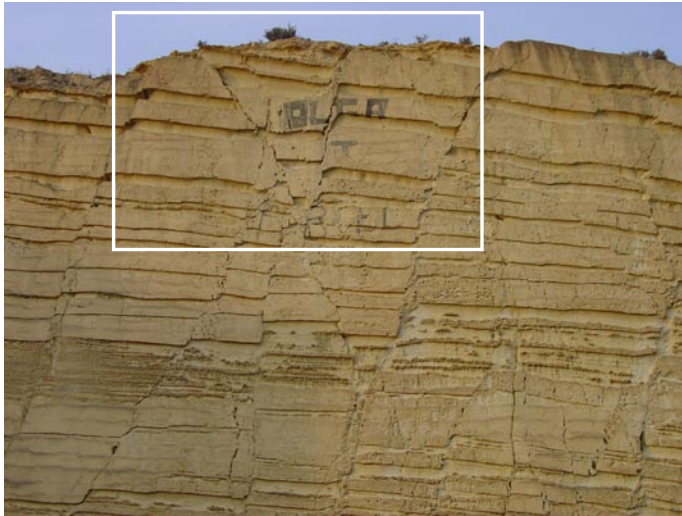
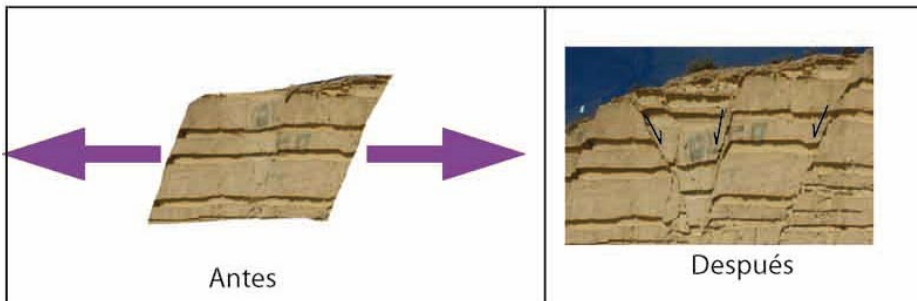


figura 23 - Fotografía de las fallas de la Serra Grossa en el afloramiento de la estación del TRAM La Sangueta, y esquema simplificado sobre su formación.

19



Podemos considerar la geografía actual del Mar Mediterráneo como una instantánea de una película que dura varias decenas de millones de años y que todavía no ha terminado. El primer episodio de esta película tuvo lugar en el Mioceno Inferior, entre aproximadamente 24 y 20 millones de años. Pero es en el Mioceno Superior (hace entre 12 y 8 millones de años) cuando se producen los acontecimientos que afectaron

más notablemente a nuestra provincia. En ese momento se generaron unas fallas que produjeron el hundimiento de las rocas bajo el mar, dando lugar a la costa acantilada típica del norte de la provincia de Alicante. Pues bien, las fracturas que podemos ver en la pared de la cantera, aunque de pequeño tamaño, pertenecen a ese conjunto de fallas que provocaron este fenómeno.



El "Mal de la piedra" hace referencia a todos los procesos de alteración que afectan a las rocas utilizadas como material de construcción en el patrimonio arquitectónico. La iglesia de Santa María está construida con una arenisca calcárea muy similar a las existentes en el Cabo de las Huertas y en la Serra Grossa (si nos fijamos veremos los mismos fósiles) y presenta una fuerte arenización, descamación y alveolización (las mismas formas de alteración que se observan en la parada 3).

La alteración de la piedra de Santa María se debe a su proximidad al mar. El agua salada entra en contacto con el monumento mediante diminutas gotas transportadas por la brisa (aerosol marino), así como por capilaridad, ascendiendo desde el subsuelo, a través de los cimientos y los muros. Cuando el agua salada se evapora, cristalizan las sales dentro de la roca (en los poros), provocando fuertes presiones de cristalización que, con el tiempo, acaban erosionando la roca ■

20



figura 24 - Detalle del proceso de alveolización que sufren las rocas de la fachada de la iglesia de Santa María. Compárese con la figura 18.

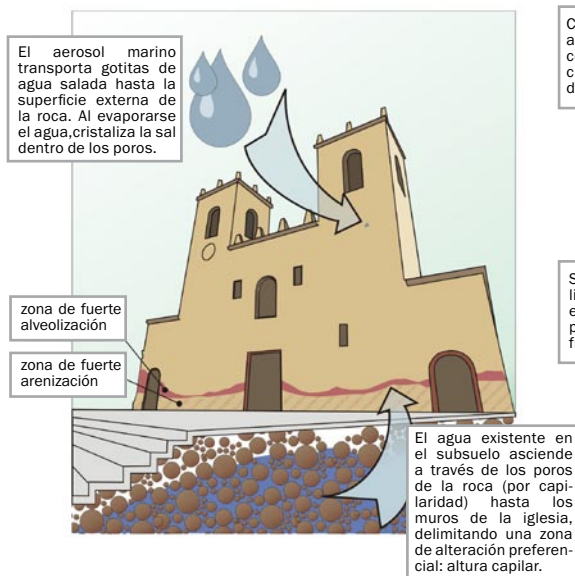


figura 25 - Esquema sobre los procesos de alteración que sufren las rocas de la fachada de la iglesia de Santa María. Detalle de cómo la cristalización de sales disgrega la roca.

Las pendientes del monte Benacantil son generalmente muy elevadas, oscilando entre los 15° y 90°, debido a la elevada resistencia de las areniscas calcáreas (conocidas como *pedra de San Julián*). En su extremo más occidental se encuentra un escarpe de unos 30 m que se sitúa inmediatamente debajo de las murallas del castillo. Pendiente abajo podemos observar un “piedemonte” con una longitud de unos 150 m, el cual, actualmente está urbanizado como parque público (Parque de la Ereta).

Los episodios de inestabilidad en el Benacantil son muy numerosos a lo largo de la historia, pudiendo observar en la actualidad varios de esos fenómenos de inestabilidad, denominados gravitacionales: caída de rocas, avalancha de rocas, vuelco y deslizamiento (ver cuadro adjunto).

Estos procesos de inestabilidad de ladera suelen deberse a diversos factores, siendo en el monte Benacantil relevantes los siguientes: presencia de agua, los cambios de temperatura en la roca, el

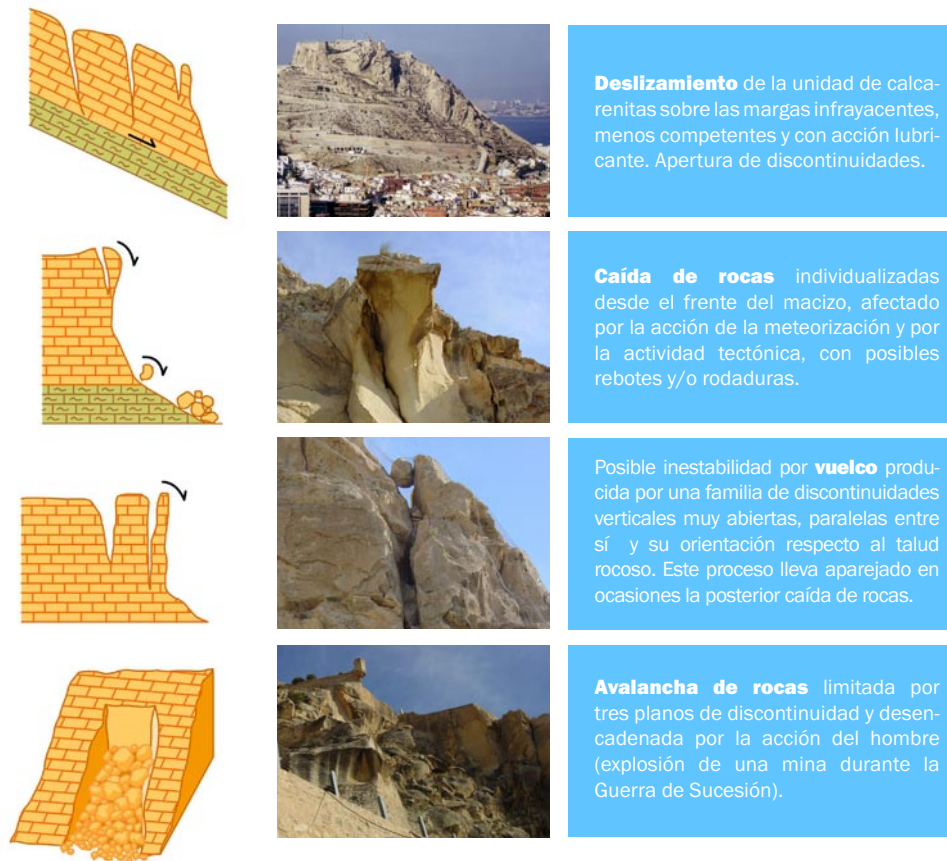


figura 26 - Esquemas y fotografías de diversos fenómenos de inestabilidad de ladera observables en el Monte Benacantil: deslizamiento, caída de rocas, vuelco y avalancha de rocas.

LOS DESPRENDIMIENTOS ROCOSOS DEL MONTE BENACANTIL

efecto cuña de las raíces, los terremotos y la actividad del hombre.

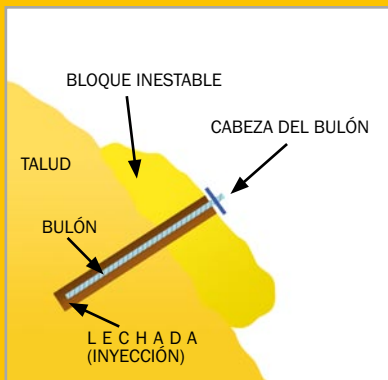
La parada se sitúa en la Plaza del Arquitecto Miguel López. Desde aquí podemos observar con mayor detalle las discontinuidades de las que hemos hablado antes, así como las medidas correctoras que se han adoptado para la estabilización del macizo y/o protección del entorno urbano.

Los fenómenos de inestabilidad obligan en la mayoría de los casos a actuar sobre el macizo rocoso con el fin de asegurar los materiales del talud o simplemente evitar que éstos generen daños materiales y personales. En el Monte Benacantil se han adoptado las siguientes medidas correctoras: bulonado, mallas de protección y redes de cable, barreras estáticas,

estabilización de bloque con base de mampostería (apeo), drenaje y sellado de juntas con mortero y saneo de bloques inestables, bermas y zanjas ■

22

“Cosér las rocas”. Un **bulón** es una barra metálica que sirve para “clavar” los bloques de roca inestables y evitar así su desprendimiento. La colocación convencional de bulones suele hacerse en varias fases: 1. Perforación, 2. Introducción de la barra, 3. Inyección de la lechada de cemento (mezcla de cemento y agua).



El paseo de la Explanada presenta un solado constituido por más de 6 millones de teselas realizados en tres tipos de calizas fosilíferas que admiten pulido sin adición de productos químicos, es decir son “mármoles comerciales”. Dos de ellas, las de color rojo y beis, son materiales pétreos representativos de la provincia de Alicante que reciben el nombre comercial de *Rojo Alicante* y *Crema Marfil*. La tercera de color negro, denominada comercialmente *Negro Markina* procede de canteras de calizas cretácicas marinas de Euskadi.



El *Crema Marfil* es una de las rocas más exportadas de la Península Ibérica, especialmente a Estados Unidos. A su exportación corresponde la mayor parte de

los 1.244.630 € que ingresó por exportaciones de mármol en 2006 la Comunidad Valenciana (según datos de la Estadística Minera). Según dicha estadística en la provincia de Alicante se produjo roca ornamental por un valor de 126.717.282 € en ese año. Esta roca se formó en mares del Paleógeno, hace unos 50 millones de años.

El *Rojo Alicante* se formó hace unos 160 millones de años, en un mar con abundantes ammonites y bivalvos. La concha de estos últimos fósiles presenta una sección transversal muy característica que a veces es descrita como “filamento”. Procesos posteriores crearon estructuras nodulares y brechoides muy abundantes en esta roca, junto con vénulas de calcita blanca. ■



23



figura 28 - Panorámica de la cantera situada en las inmediaciones de La Algueña y Pinoso, donde se extrae la variedad “crema marfil”.



figura 29 - Detalle del Paseo de la Explanada donde se pueden observar las dos variedades de teselas de procedencia alicantina utilizadas para construir el Paseo de la Explanada: Crema Marfil y Rojo Alicante. Las teselas de color negro corresponden al Negro Markina.



organiza:



colaboran:



Ayuntamiento de Alicante



Autores y monitores del Geología Alicante 10 (por orden alfabético): J.C. Aguilera, P. Alfaro, J.M. Andreu, J. Ayanz, J.F. Baeza, S. Bellián, D. Benavente, M. Cano, J.C. Cañaveras, H. Corbi, C. Doménech, C. Espinosa, A. Estévez, M.A. García del Cura, J. González, M. González, J. Hernández, C. Lanós, M. López-Arcos, M. López-Cortés, I. Martín, B. Martínez, J. Muñoz, M.C. Muñoz, J. Olcina, L. Oliver, S. Ordóñez, J.M. Ortega, J. Parrés, J.A. Pina, J. Ramón, J. Romero, R. Sebastián, J.M. Soñra, R. Tomás, E. Tonda, A. de la Vara y A. Yébenes. *Foto portada:* R. Durá.

Diseño: Enrique López Aparicio. **Edita:** Universidad de Alicante. Departamento de Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente. **Imprime:** Universidad de Alicante. Imprenta: ISBN: 978-84-693-1595-8. **Depósito Legal:**

Geología 10

MARTES 27 DE MARZO

- **Diapiro de Pinoso**



geología 12

Alicante

Cabezo de la Sal · Pinoso
6 de Mayo de 2012



figura 1 - Imagen de satélite en la que se han señalado las paradas del itinerario geológico y el punto de información del Geolodía 2012.

Autores y monitores del Geolodía Alicante 2012:

(por orden alfabético) A. Aberasturi, J.C. Aguilera, A. Albert, P. Alfaro, N. Alfaro, F. Amorós, J.M. Andreu, C. Artiaga, J. Ayanz, J.F. Baeza, D. Benavente, F. Boix, M.L. Calero, M. Cano, J.C. Cañaveras, M. Castillo, H. Corbí, J. Cuevas, L. Díez, C. Domènech, L. Escandell, C. Espinosa, J.R. Esteve, A. Estévez, S. Falcés, I. Fierro, J. Garcerá, M.A. García del Cura, F.J. García Tortosa, A. Giannetti, F. Gomáriz, J. González, M. González, S. González, M. Gutiérrez, J.A. Hernández, P. Jaúregui, J.F. Jover, M. López-Arcos, J.M. Marín, I. Martín Rojas, J. Martínez Martínez, M.A. Martínez, J.C. Monzó, J. Moruno, M.J. Moya, P. Moya, J. Muñoz, M.C. Muñoz, L. Oliver, J.M. Ortega, J. Parrés, R. Pedauyú, J.A. Pérez, J.A. Pina, J. Ramón, J.J. Rodes, J. Romero, S. Rosa Cintas, A. Rueda, J.F. Sáez, J.L. Soler, R. Tomás, A. Valera y A. Yébenes.

Estudiantes colaboradores:

J. Avilés, H. Botella, P. Casanova, J.T. Clement, R. Collado, J.M. Elena, C. García Altés, V. Gómiz, E. Gutiérrez, V.F. Jover, V.M. Lima, A. Martínez, M. Mas, A. Molero, I. Navarro, P. Pérez, J. Ros, A. Sahagún, A. Sempere y S. Valero.

Diseño: Enrique López Aparicio · be.net/lopekan

Edita: Universidad de Alicante. Departamento de Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente.

Fotografía de portada: Foto estudio Ramoné (Yecla-Pinoso).

ISBN: 978-84-695-3202-7

Longitud

8 km a pie y 7 km en autobús.

Nota: El recorrido se puede acortar varios kms, regresando en autobús.

Duración aproximada

4 horas, incluidas las explicaciones.

Nivel de dificultad

Bajo. El itinerario discurre a lo largo de senderos en buen estado.

Nivel de seguridad

Alto. En la zona alta del Cabezo de la Sal se recomienda no salir de los caminos y senderos.

Atención en la zona de dolinas.

Lugar de encuentro

El punto de información y encuentro del Geolodía 2012 se sitúa en el **Parque o Jardín Municipal de Pinoso**, situado en el **Paseo de la Constitución**.



figura 2 - Aspecto de una antigua mina de sal.



figura 3 - La sal está presente en todos los rincones del Cabezo, tapizando los suelos e incluso la vegetación. Cortesía de Beatriz Palao.

PRESENTACIÓN



Geología surge de una iniciativa aragonesa en el año 2005. Gracias al apoyo y al ánimo de los impulsores de esta idea, José Luis Simón, de la Universidad de Zaragoza, y Luis Alcalá, de la Fundación Dinópolis, en 2008 llevamos a cabo el primer Geología en la provincia de Alicante. Ese año, en Serra Gelada (Benidorm), realizamos dos itinerarios, uno marítimo y otro terrestre, a los que acudieron más de 600 personas. La gran acogida que tuvo la actividad nos animó a organizar nuevas ediciones en las que el número de participantes ha ido aumen-

tando progresivamente hasta alcanzar la cifra de 1065 en la pasada edición celebrada en la Cala del Moraig en Benitaxell.

En los dos últimos años, Geología se ha convertido en una actividad de carácter nacional (web de la SGE, http://www.sociedadgeologica.es/divulgacion_geologia.html). Esta actividad organizada por la Sociedad Geológica de España, la Asociación Española para la Enseñanza de las Ciencias de la Tierra y el Instituto Geológico y Minero de España, es un día festivo de divulgación de la Geología, en el que la comunidad geológica española pretende acercar esta Ciencia a los ciudadanos.

Este año hemos elegido el Cabezo de la Sal de Pinoso, un ejemplo excepcional de diapiro que merece ser declarado Monumento Natural de nuestra Comunidad. En un recorrido de aproximadamente 8 km los asistentes podrán conocer cómo y cuándo se depositó la sal que hay en Pinoso, cuándo se formó esta montaña y qué minerales podemos encontrar en ella, cómo se extrae la sal y se envía hasta las salinas de Torreveja para su explotación y comercialización o



cómo se han formado las simas y dolinas situadas en la parte alta del Cabezo.

Como actividades complementarias, en el Jardín Municipal de Pinoso se impartirán algunos talleres dirigidos a los “geolodieros” más pequeños (talleres de fósiles y minerales), se volverá a reproducir una excavación paleontológica por parte del Museo Paleontológico de Elche (MUPE), se construirá una escala del tiempo geológico a lo largo del Paseo de la Constitución, de 450 m de longitud y, como novedad, se construirá un museo de la sal acompañado de actividades.

Como en ediciones anteriores, varias decenas de monitores (profesores de enseñanza universitaria, secundaria y primaria, técnicos de la Diputación, geólogos de empresas de hidrogeología y geotecnia), se repartirán en una docena de paradas donde realizarán breves explicaciones divulgativas. El número de monitores ha ido aumentando año a año; en esta ocasión seremos aproximadamente 70 personas, incluyendo los responsables de las paradas del itinerario y los situados en la zona de talleres y museo.

Geolodía ha conseguido instalarse entre las actividades culturales indispensables del calendario cultural de los alicantinos, especialmente de los amantes de la Naturaleza. Pensamos que sólo así, desde el conocimiento, desde la educación y la cultura, podremos entre todos poner en valor este patrimonio.

Al igual que en ediciones anteriores la actividad está patrocinada por el Vicerrectorado de Extensión Universitaria y la Facultad de Ciencias de la Universidad de Alicante, y organizada por el Departamento de Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente, en colaboración con el Área de Medio Ambiente del Excmo. Ayuntamiento de Pinoso. Además de las instituciones nacionales antes mencionadas queremos agradecer la colaboración del Área de Medio Ambiente de la Diputación de Alicante, de la FECYT, del CSIC y del Colegio de Geólogos. También, queremos agradecer la ayuda desinteresada de Pedro López, Anselmo Martínez, Josep M^a Mata Perelló, Juan Rico, M^a Teresa Román, Antonio Sánchez y Montse Vehí.

Los monitores del Geolodía



figura 4 - Panorámica del Cabezo de la Sal desde la Sierra del Carche.

EL CABEZO DE LA SAL: MONUMENTO NATURAL

Al contemplar el paisaje de la comarca del Vinalopó Mitjà hay una montaña que se diferencia del resto. Es una montaña diferente a las típicas sierras carbonatadas de nuestra provincia, que destaca por su peculiar forma redondeada y sus colores rojizos. Y es que el Cabeço o Cabezo de la Sal está constituido de sal gema, por millones de toneladas de halita (cloruro sódico), mineral que usamos cotidianamente en nuestra alimentación y es responsable de la salinidad de nuestros mares. Precisamente en el mar, en concreto en el mar de Tethys, donde comenzó la historia del Cabezo en el Triásico, hace más de 200 millones de años.

Esta montaña de sal o diapiro es excepcional desde un punto de vista geológico. Pero también es muy especial para los habitantes de Pinoso. Basta contemplar el escudo del municipio para comprobar que es así. El Cabezo aparece una y otra vez en la vida cotidiana de los pinoseros, en su Revista Municipal El Cabeço, en su Agrupación de Coros y Danzas Monte de la Sal o en su Polígono Industrial El Cabezo. Además, el Cabezo

ha sido tradicionalmente lugar de encuentro, excursiones, así como el lugar que tradicionalmente escogían los pinoseros para tomarse la mona.

Esta actividad del Geolodía y el folleto editado para tal ocasión, intentan explicar de forma sencilla las singularidades geológicas de esta montaña tan especial para Pinoso.



figura 5 - Escudo de Pinoso en el que está representado el Cabezo de la Sal y un minero.



figura 6 - Entrada a la **Cueva del Gigante**, lugar de interés geológico. Es necesario concienciar al ciudadano y poner en valor este patrimonio, para evitar que estos tesoros sufran agresiones que, en la mayoría de los casos, son fruto del desconocimiento.

CABEZO DE LA SAL ¿MONUMENTO NATURAL?

¡por supuesto!

Por su interés didáctico y divulgativo

Es uno de los mejores ejemplos de diapirismo que tenemos en nuestro país y, probablemente, en toda Europa. No es el más grande, pero sí el que tiene una de las mejores expresiones geomorfológicas.

Por su interés científico

Es un ejemplo de diapirismo muy reciente en el que interactúan varios procesos para conformar este relieve: el ascenso de la sal (halocinesis), la disolución y erosión de la envoltura superficial de yeso y arcillas y la explotación minera subterránea.

Por su singularidad paisajística

El Cabezo es una montaña singular, un paisaje salino situado en el interior de la provincia que complementa los paisajes de la sal de nuestro litoral.

El Ayuntamiento de Pinoso ha iniciado los trámites para que el Cabezo de la Sal sea declarado Monumento Natural.

**Conocer nuestro entorno,
conocer cuáles son sus valores,
nos ayuda a protegerlo.**

Sólo se ama lo que se conoce.

**Geodiversidad de Alicante
¡DISFRÚTALA!**



figura 7 - Vagoneta de la antigua explotación minera. El Cabezo de la Sal tiene un valioso patrimonio geológico, biológico y etnológico.

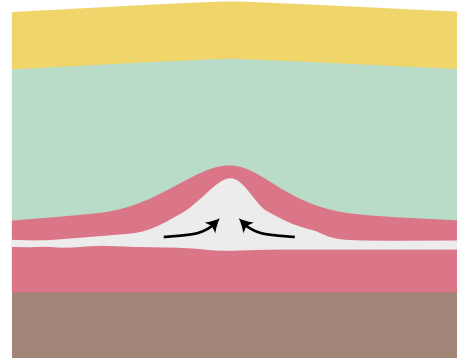
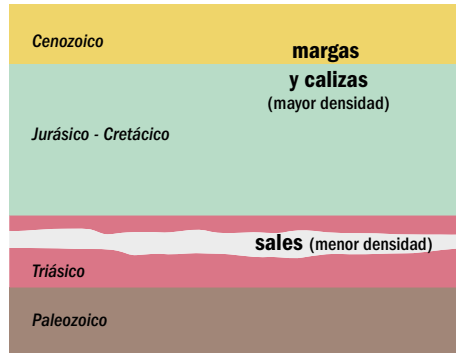


figura 8 - Antiguo molino de sal en las hoy desaparecidas salinas del Faldar. La sal, una vez seca, era molida y empaquetada en sacos de 25, 50 y 75 kilos para ser vendida a particulares.



figura 9 - Aspecto actual de las "termas" que en su día funcionaron como balneario.

UNA HISTORIA DE MÁS DE 200 MILLONES DE AÑOS



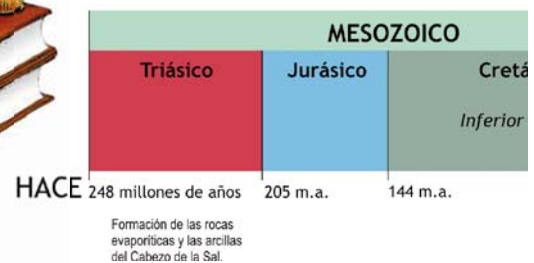
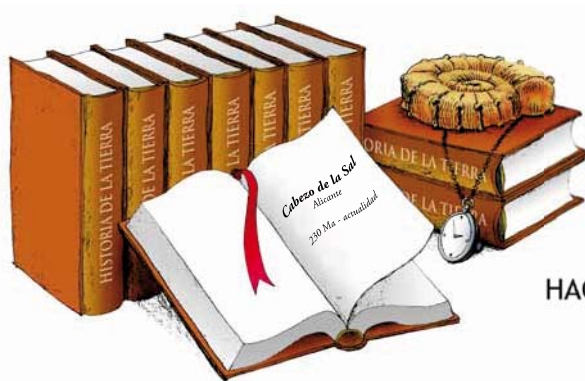
1 SEDIMENTACIÓN

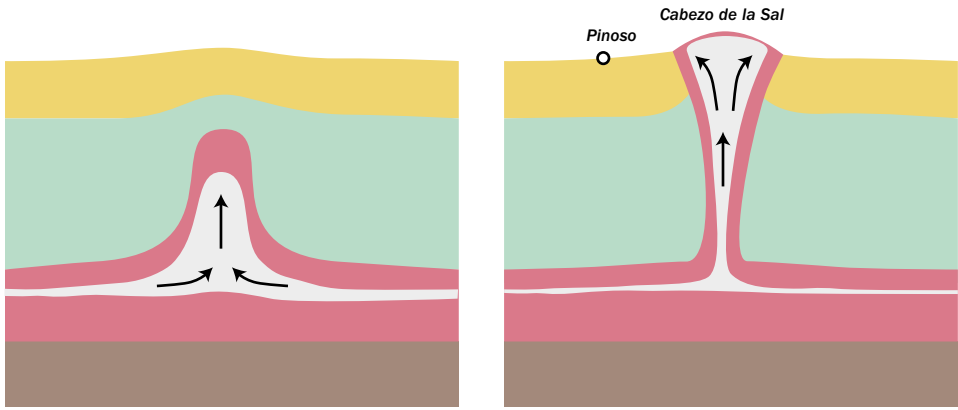
La historia del diapiro de Pinoso comienza hace más de 200 millones de años, en el Triásico. En ese momento, esa zona se encontraba ocupada por grandes lagunas salinas (similares a las que podemos ver hoy en día en Torre Vieja o Santa Pola) en las que se depositaban sal y yeso.

Con el paso del tiempo, las sales quedaron enterradas bajo nuevas capas de sedimentos. Este proceso de enterramiento se prolongó durante decenas de millones de años (desde el Jurásico hasta

2 INICIO DEL ASCENSO DIAPÍRICO

el Neógeno). El resultado fue que las sales (rocas con una densidad especialmente baja) quedaron enterradas bajo rocas sedimentarias de mayor densidad, creando una situación inestable. Además, estas sales en profundidad se comportan de forma más plástica debido al aumento progresivo de la temperatura. Estos dos hechos favorecieron el flujo de la sal, explicado en las siguientes páginas e ilustrado en la figura 10.





3 ASCENSO DIAPÍRICO **4 SITUACIÓN ACTUAL** figura 10



figura 11 - Una de las singularidades del Cabezo es su brillo natural en los días soleados. Los cristales de sal ofrecen al visitante algunos rincones de gran belleza.

TABLA DEL TIEMPO GEOLÓGICO

	CENOZOICO									
Cenozoico	Terciario									Cuaternario
	Superior	Paleoceno	Eoceno	Oligoceno	Inf.	Mioceno Medio	Sup.	Plioceno		
	99 m.a.	65 m.a.	54 m.a.	33 m.a.	24 m.a.	16 m.a.	11 m.a.	5 m.a.	2,6 m.a.	Actualidad
Depósito de rocas sedimentarias del Jurásico, Cretácico y Cenozoico sobre las sales y arcillas triásicas.					Ascenso diapírico de las sales y extrusión en superficie hasta formar el actual Cabezo de la Sal.					

1

EL CABEZO: UNA MONTAÑA DE SAL

Tal y como se ha descrito en las páginas anteriores, dedicadas a la historia geológica del Cabezo de la Sal, esta montaña tan peculiar está construida íntegramente por arcillas y sales del Triásico. Hace unos pocos millones de años estas rocas antiguas se encontraban cubiertas por dos o tres mil metros de rocas más jóvenes del Jurásico, Cretácico y Cenozoico (aproximadamente de los últimos 210 millones de años). Entonces, ¿cómo han podido llegar hasta la superficie y formar esta increíble montaña de sal?

La situación era parecida a la que se da si en un vaso ponemos un poco de aceite y sobre él añadimos agua: el aceite, al ser menos denso, tenderá a ascender por flotabilidad. En nuestro caso, también nos encontramos con una capa de material plástico y poco denso (las sales del Triásico) recubierta por otro conjunto

de materiales de mayor densidad (las rocas del Jurásico, Cretácico y Cenozoico), de tal forma que las sales ascendieron por flotabilidad, perforando las capas superiores (figuras 10 y 12).

Con el paso de millones de años, enormes cantidades de sal enterradas aproximadamente a 2 ó 3 km de profundidad fueron fluyendo hasta alcanzar la superficie formando esta espectacular estructura geológica, que recibe el nombre de diapiro (del griego διαπείρειν = *atravesar*).

Las estructuras diapíricas adquieren morfologías muy diversas. En el caso particular del Cabezo de la Sal se trata de una estructura “en champiñón”, pero también las hay con forma de domo, de muro, o incluso algunas se desconectan de su capa original formando estructuras de sal aisladas en forma de “gota”.

La **halocinesis** (del griego ἅλως “hálos”, sal y κίνησης “kínēsis”, movimiento) es el proceso por el cual las sales se mueven plásticamente. Pero eso no significa que las sales sean un fluido; ese movimiento se produce en estado sólido. Es similar a lo que ocurre con el hielo de los glaciares, que se mueve lentamente ladera abajo. En el caso de la sal, el movimiento es aún más lento, ya que las sales son diez millones de veces más viscosas que el hielo.

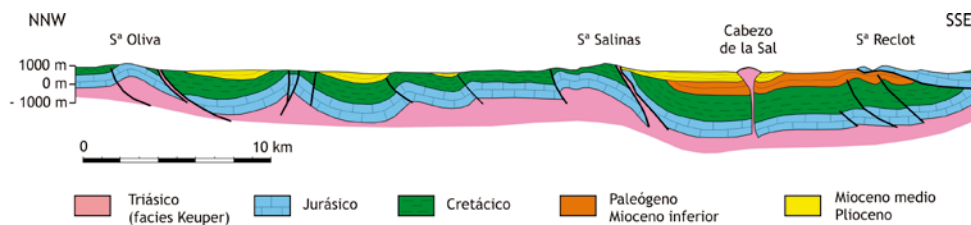


figura 12 - Corte geológico en el que se ha representado el Cabezo de la Sal y algunas sierras próximas. Se observa cómo las arcillas y sales del Triásico, situadas en profundidad, han atravesado todas las rocas suprayacentes hasta alcanzar la superficie y formar el Cabezo. Este proceso dura varios millones de años.

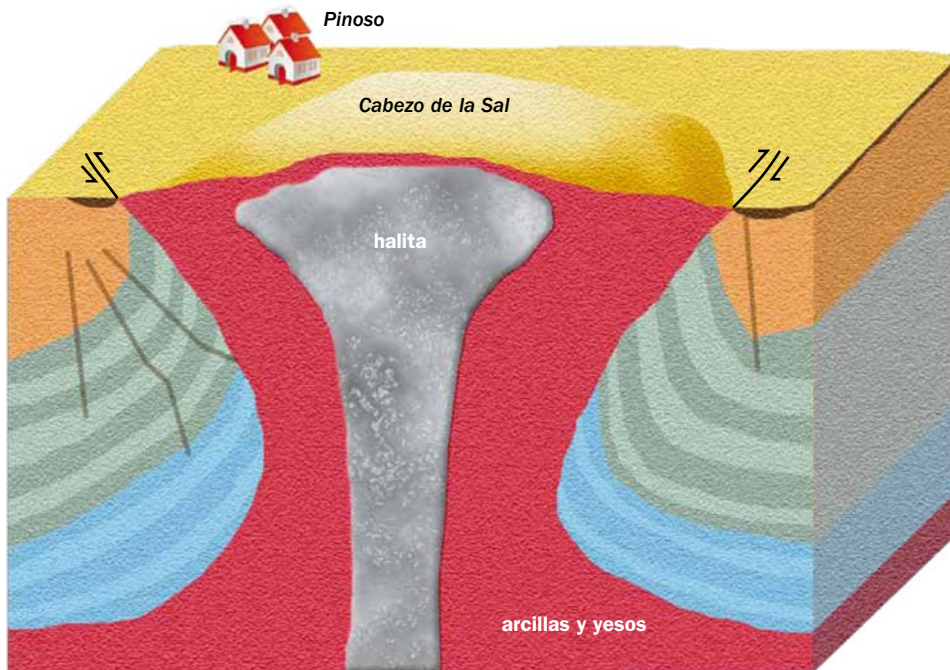


figura 13 - Esquema de la estructura del diapiro de Pinoso.

¿SABÍAS QUE ...?

Aunque el de Pinoso es el diapiro más espectacular de la provincia de Alicante, no es el único ni el más grande. Tenemos otros magníficos ejemplos como el de Altea. Estos materiales del Triásico, con unos colores muy vistosos, salpican la geografía de la provincia con importantes afloramientos en el Valle del Vinalopó, Castalla o Monnegre, entre otros.



figura 14 - Distribución de los afloramientos triásicos en la provincia de Alicante.

2

ROCAS DEL TRIÁSICO

Durante el Triásico la parte central de Iberia estaba ocupada por una cadena de montañas (conocida como *Orógeno Hercínico* o *Varisco*). Estas montañas estaban surcadas por grandes ríos que las iban erosionando paulatinamente. Estos ríos, al llegar a zonas más llanas depositaban los sedimentos que arrastraban (arcillas, limos y arenas).

Además, en las zonas costeras de Iberia existían multitud de pequeñas lagunas costeras, en las que se depositaban, al evaporarse el agua marina, sulfatos y cloruros. Por este motivo las rocas generadas por dichas sales reciben el nombre de *evaporitas*.



figura 15 - Horno de yeso en el diapiro de Pinoso.

¿SABÍAS QUE ...?

El yeso también se ha explotado en el Cabezo de la Sal. Existen antiguas canteras y hornos abandonados donde se fabricaba el yeso cocido, que fue empleado en la construcción de las casas de Pinoso y su entorno.

¿SABÍAS QUE ...?

La denominación de Triásico o Trías, con que suele designarse este periodo de la historia de la Tierra fue propuesta por el geólogo alemán von Alberti en 1834, para un terreno que, en Alemania, presenta TRES tramos (o unidades) muy bien definidos: areniscas (unidad Buntsandstein), calizas (unidad Muschelkalk) y arcillas con sales (unidad Keuper). Los materiales que observamos en el diapiro de Pinoso son equivalentes a los de la unidad Keuper. Estas sales y arcillas se formaron aproximadamente entre los 200 y 230 millones de años, en lagunas costeras de un supercontinente denominado Pangea que reunía la práctica totalidad de las tierras emergidas.

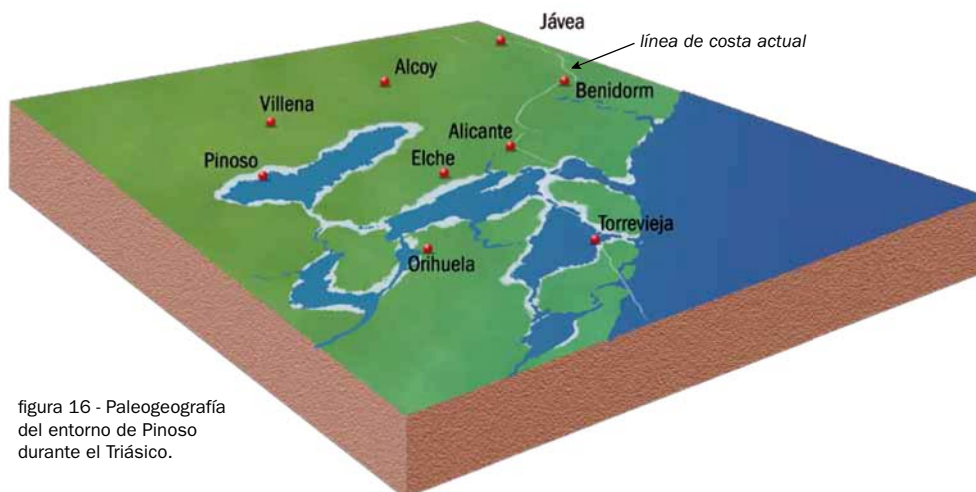


figura 16 - Paleogeografía del entorno de Pinoso durante el Triásico.

En nuestro entorno los materiales triásicos del Keuper se consideran terrenos impermeables desde un punto de vista hidrogeológico, de manera que frecuentemente actúan como barreras hidráulicas que delimitan acuíferos. No obstante, tal y como se observa en el diapiro de Pinoso, así como en otros lugares de la provincia, la existencia de manantiales matiza, en cierto modo, esta consideración. Estos manantiales suelen mostrar un carácter salino e hipersalino, es decir, presentan concentraciones en sales incluso superiores a las del mar; este es el caso del manantial de **Río Salado**, situado en uno de los barrancos del Cabezo de la Sal.



figura 17 - Asociados a surgencias también es frecuente observar precipitados de sales y carbonatos.



figura 18 - Aspecto del río Salado. Durante la mayor parte del año la rambla está tapizada por una delgada costra de sal.

¿SABÍAS QUE ...?

Uno de los aprovechamientos más frecuentes de las aguas de este tipo de manantiales hipersalinos es su empleo con fines terapéuticos. Además del baño, es frecuente la aplicación en el cuerpo de los fangos que se forman en el entorno de la surgencia o del tamizado de las propias arcillas triásicas. Los manantiales de Salinetes en Petrer o los *ullales* del Vinalopó en Novelda son ejemplos muy conocidos y aprovechados con este fin por numerosos bañistas.



El yacimiento de sal gema del Cabezo de la Sal en Pinoso es uno de los más importantes de nuestro país. La explotación de estas minas es muy antigua, remontándose las primeras referencias de estas minas al S. XV. Pero fue a partir de los años 70 cuando se convirtió en una explotación híbrida única en el Mundo. La importancia de la explotación va ligada al desarrollo de una gran obra de ingeniería: el salmueroducto. Este tipo de explotación consiste en extraer mediante sondeos aguas saturadas en cloruro sódico del Cabezo; estas aguas (llamadas salmueras) son transportadas por una tubería (el salmueroducto) hasta las Salinas de Torrevieja y La Mata, situadas a 54 km de Pinoso, que constituyen el complejo salinero más importante de España.

La salmuera se extrae a través de sondeos que llegan a tener más de 1000 metros de profundidad (ver detalles en parada 7). Estos sondeos se sitúan sobre la chimenea central del diapiro, donde la sal es más abundante. Una vez extraída, pasa por unos “espesadores” donde se limpia de residuos de arcillas y margas y es transportada por el salmueroducto por gravedad, desde los 780 m en Pinoso a casi el nivel del mar en Torrevieja, atravesando relieves importantes como la Sierra de Crevillente.

Con esta crucial infraestructura se ha conseguido alcanzar una producción de sal del orden de 700.000 toneladas anuales y además prolongar la campaña de obtención y cosecha durante prácti-

camente todo el año. El uso que se le da a esta sal es alimentario e industrial.

Las reservas seguras del Cabezo de la Sal se cifraron, en una campaña de sondeos realizada por el Instituto Geológico y Minero de España (IGME), en 334 millones de toneladas de cloruro sódico (el doble como reservas probables); su riqueza media es del 70%, llegando al 85% en algunas zonas.



figura 19 - Aspecto de la sal gema, constituida por cristales de halita.

¿SABÍAS QUE ...?

En el Cabezo las concesiones mineras tenían nombres tan “suggerentes” como *Segunda Terrible*, *No te escaparás*, *Asalto*, *Por si acaso*, *Pobrecita*, *Impensada*, *Paz*, *Diamante*, *Sombrero*, *Mosca*...

LA EXPLOTACIÓN MINERAL DEL CABEZO

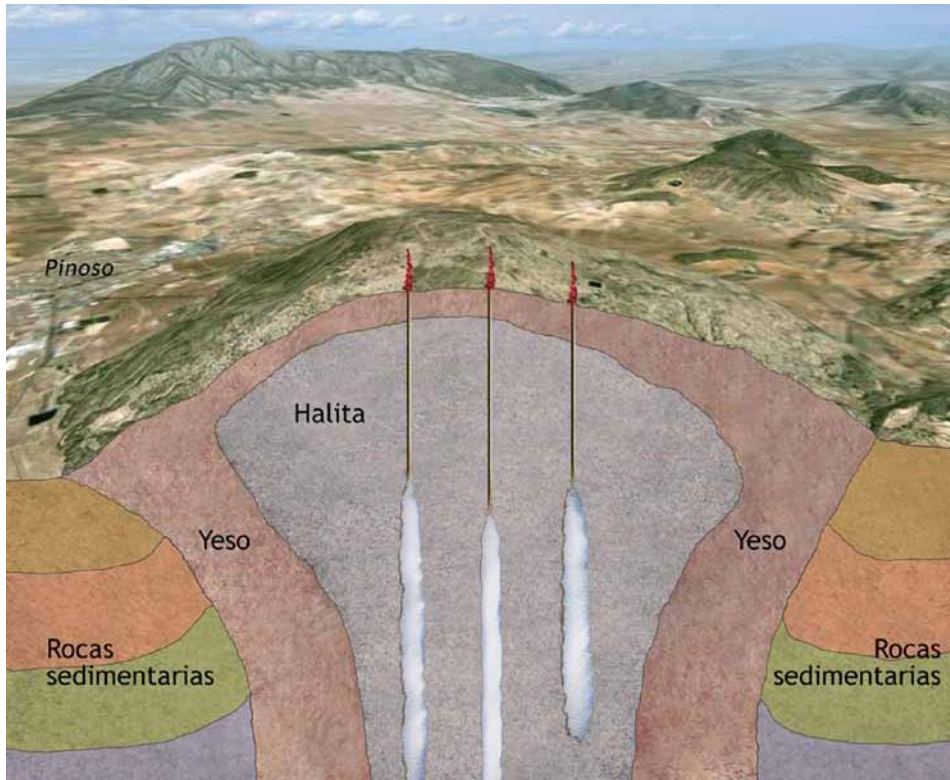


figura 20 - Esquema del diapiro en el que se han representado tres cavidades de disolución producidas por la explotación.



figura 21 - Mapa con el recorrido del salmueroducto, entre el diapiro de Pinoso y las Salinas de Torrevieja, próximas a la costa.

5

LAS SIMAS Y DOLINAS DEL CABEZO

Las *dolinas* son depresiones cerradas, con morfologías aproximadamente circulares en planta. En el Cabezo tienen diámetros variables, desde unos pocos metros a decenas de metros. Su forma puede oscilar entre la de un embudo o un cilindro según la inclinación de las paredes de la depresión. Frecuentemente, suelen aparecer en grupos llamados *campos de dolinas*.

Las dolinas pueden tener dos orígenes: disolución o colapso. Las *dolinas de disolución* se forman por la disolución superficial de la roca a medida que el agua de lluvia circula por ella y se infiltra por grietas y fisuras. Las *dolinas de colap-*

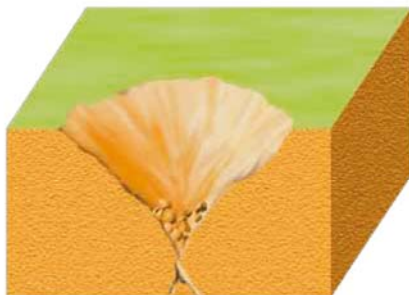
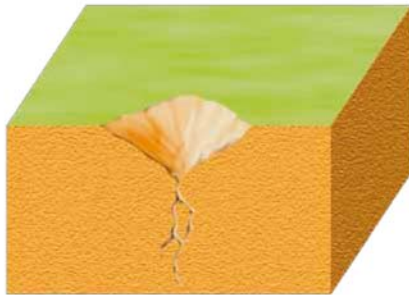
so se originan por el hundimiento de la superficie como consecuencia del vacío generado por la disolución de la roca asociada a una circulación de agua por el interior del macizo rocoso. Asociadas a estas dolinas se desarrollan simas de profundidad variable.

En el caso particular de Pinoso se han formado por la disolución del yeso que aflora en el Cabezo de la Sal.

¿SABÍAS QUE ...?

Las dolinas del Cabezo son conocidas por los habitantes de Pinoso que les han puesto nombres como "de los Palomos", "de la Mula", "de Talla", "de la Cueva del Agua", entre otros.

dolina de disolución



dolina de colapso

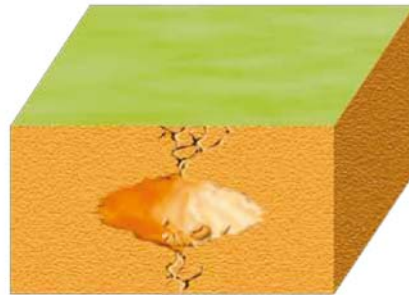


figura 22 - Origen de una dolina de *disolución* y una dolina de *colapso*.

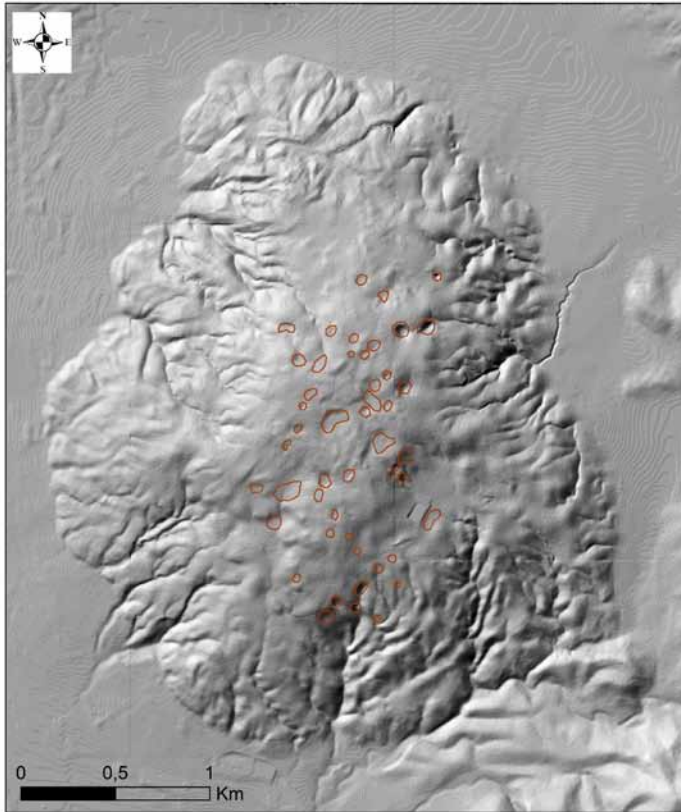


figura 23 - En el diapiro de Pinoso se han reconocido más de 40 dolinas, en su mayoría con forma de embudo, aunque también hay de forma cilíndrica o en artesa.

ALGUNAS ROCAS SE DISUELVEN

En la naturaleza hay diferentes rocas capaces de ser disueltas por el agua. La disolución de estas rocas produce unas formas del relieve muy típicas que dan lugar a paisajes kársticos. Las rocas karstificables más frecuentes son las calizas, pero el yeso es 5 veces más soluble que la calcita y la halita es 150 veces más soluble que el yeso; ello implica que su karstificación puede ser incluso mucho más intensa que en las calizas.

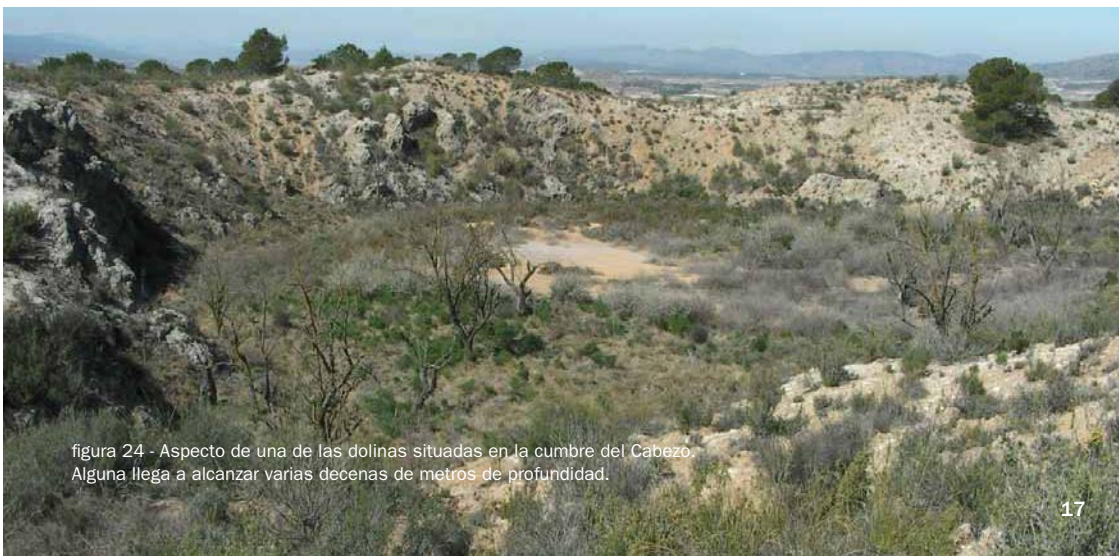


figura 24 - Aspecto de una de las dolinas situadas en la cumbre del Cabezo. Alguna llega a alcanzar varias decenas de metros de profundidad.

6

EL CABEZO: UNA MONTAÑA DE MINERALES

Como su nombre indica, esta montaña está formada principalmente por sales como la *halita* (cloruro sódico) y la *anhidrita* (sulfato cálcico) que están acompañadas de arcillas y pequeños niveles de carbonatos. Todos estos materiales se formaron al principio de la era mesozoica (Triásico). En tiempos más recientes, en la parte superficial o envoltura del diapiro, la acción del agua disuelve los cloruros, pero no los materiales insolubles (arcillas) e hidrata los sulfatos, pasando la *anhidrita* a *yeso*.

En los sondeos de exploración y explotación también se ha encontrado *polihalita* (sulfato hidratado de calcio, potasio y magnesio: $K_2 Ca_2 Mg (SO_4)_4 \cdot 2H_2O$), mineral considerado tradicionalmente como indicador de génesis marina debido a la presencia del potasio. Además de estos minerales principales, también se encuentran otros minerales minoritarios característicos de las facies

Keuper del Triásico, presentes en otros puntos de la provincia de Alicante y de la Península Ibérica: *Jacintos de Compostela*, *Teruelita* (una variedad de *dolomita*), *cuarzo abumado* o "*morión*" y óxidos e hidróxidos de hierro (*hematites*). Incluso en el Cabezo se han encontrado algunos ejemplares de *pirita*.

¿SABÍAS QUE ...?

El nombre de *Jacinto de Compostela* es debido a que los peregrinos lo recogían a lo largo de este Camino y los llevaban hasta Santiago. En Pinoso se les denomina *escampillas* porque su forma recuerda al palo de dos puntas que se usaba en este juego infantil y juvenil de origen medieval.



Cristales de yeso de distintos colores

¿SABÍAS QUE ...?

El yeso, la halita y el cuarzo son minerales incoloros. Sin embargo, habitualmente adquieren distintos colores debido a las inclusiones que contienen. Por ejemplo, el color rojizo de algunos cristales de yeso (también de los *Jacintos de Compostela*) se debe a la presencia de hierro.



¿SABÍAS QUE ...?

Los pequeños cuarzos coloreados idiomorfos (es decir, tienen aristas y caras bien desarrolladas) se denominan **Jacintos de Compostela**. En general su hábito es de prismas bipyramidados y son muy frecuentes en los terrenos triásicos evaporíticos europeos (facies Keuper).

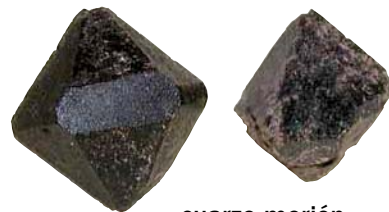
¿SABÍAS QUE ...?

En superficie, en contacto con el agua, la anhidrita se transforma lentamente por meteorización, en este caso por hidratación, en grandes cristales de yeso (visibles a simple vista) también denominado yeso especular.

halita



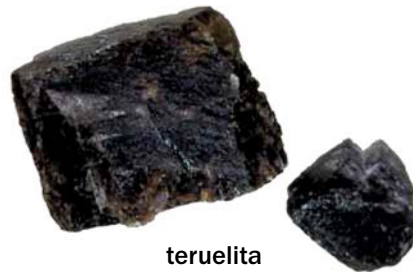
pirita



cuarzo morión



hematites



teruelita

figura 25 – Minerales minoritarios del Cabezo de la Sal.

GEBOTÁNICA: PLANTAS ADAPTADAS A LA SAL

Los suelos yesíferos y salinos como los del Cabezo son muy estresantes para la gran mayoría de plantas. La alta concentración de sal en el suelo provoca la muerte de la planta por *ósmosis* (el agua del interior de la célula tiende a salir hacia su exterior, por lo que se deseca y muere). Existen algunas comunidades vegetales especializadas en colonizar estos medios con un acusado estrés hídrico (*gipsófitos* y *halófitos*).



figura 26 - En las condiciones de elevada salinidad sólo prosperan algunas plantas adaptadas al medio, como es el caso del género *Limonium*. Esta planta, al tener un mecanismo de ósmosis inversa, secreta al exterior la sal en forma de pequeños cristales, que son visibles sobre las hojas y los tallos.

Gipsícola (del latín “*gypsum*”, y éste del griego γυψος “*gypsos*”, *yeso*; y del latín “*incola*”, habitante de un lugar). Planta que se desarrolla preferentemente sobre suelos o rocas dominados por yesos.

Halófilo: (del griego ἅλος “*hálos-*”, *sal*, y φίλος “*filos*”, *amante de*). Organismo extremófilo adaptado a la vida en un entorno con mucha sal.

Microrreserva de flora: Zona de pequeño tamaño y elevado interés botánico, destinado al seguimiento y conservación a largo plazo de las especies vegetales o tipos de vegetación endémicos, raros o amenazados de la Comunidad Valenciana. Una de las microrreservas del Cabezo de la Sal se sitúa en la base de una dolina que se encharca temporalmente.



La sal del diapiro de Pinoso se explota a través de un sistema de pozos de inyección de agua que producen que producen su disolución. Los sondeos de explotación alcanzan profundidades superiores a 1 km dentro del propio diapiro y permiten: (1) la inyección de agua procedente de acuíferos salinos próximos, (2) la disolución de la sal, y (3) la extracción del agua ya concentrada en sales (*salmuera*) que será dirigida hasta las salinas de Torrevieja-La Mata.

En los sondeos también se inyecta gasoil dado que, al ser menos denso que el agua, se ubica en la parte superior del sondeo impidiendo la disolución en la zona alta y de techo. De esta forma se evita, por cuestiones de seguridad, que la disolución se propague hacia la parte superior.

Las cavidades de disolución generadas en los sondeos tienen una morfología aproximadamente cilíndrica con diámetros de hasta 80 m. Cuando las cavidades alcanzan el volumen máximo establecido (sobre 1,5 millones de m³) se abandonan, se procede a extraer el gasoil y se permite la salida libre de agua por la superficie. A partir de este momento comienzan a cerrarse de forma natural debido a la plasticidad de las sales (a la *halocinesis*).

El rendimiento de cada litro de agua extraída de los sondeos es de unos 300 gr de sal frente a los 35 gr de sal que contiene el agua del mar.

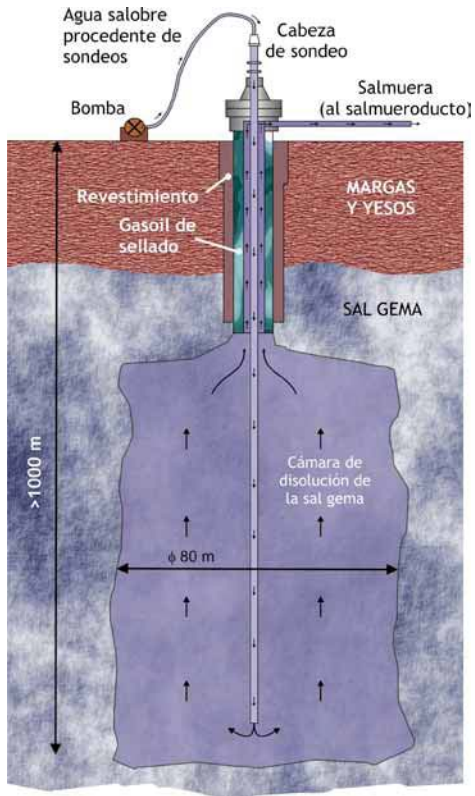


figura 27 - Pozo de explotación.



figura 28 - Pozo activo de explotación de sal.

8

LA CUEVA DEL GIGANTE

Las sales que componen el diapiro salino de Pinoso no afloran masivamente, sino que tienen una especie de cubierta, tapadera o *cap-rock* más insoluble constituida por arcillas, yeso y *anhidrita*, con espesores mínimos de unos pocos metros y máximos que superan el centenar. En la **Cueva del Gigante** se puede observar el contacto entre esta envoltura o recubrimiento de arcillas y yesos, con la sal gema en el interior. La sal (*halita*) que se observa en la *Cueva del Gigante* es muy pura y está fuertemente recristalizada. Su aspecto irregular o nodular es el resultado de un “largo viaje”, del ascenso diapírico de dos a tres mil metros durante varios millones de años.

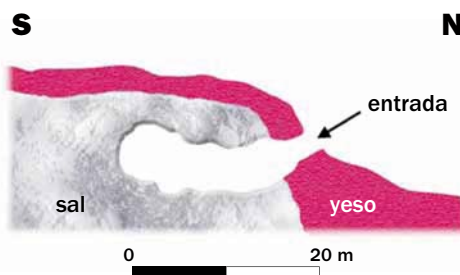


figura 29 – Esquema de la Cueva del Gigante en el que se observa su interior de sal gema rodeado por una cubierta de yesos y arcillas.

¿SABÍAS QUE ...?

En algunas cavidades del Cabezo aparecen crecimientos de minerales (espeleotemas) fibrosos conocidos como *pelos de cueva*, *cabello de ángel*, *barbas* o *algodones*. Son agregados cristalinos que se componen de delicados cristales fibrosos, comúnmente de *epsomita* o yeso, que crecen en techos y paredes y que, mientras lo hacen, se van “enredando”. Lo habitual es que no crezcan más de una decena de cm porque son muy delicados y se rompen por su propio peso pero hay referencias de que han llegado a alcanzar hasta 6 m.



¿SABÍAS QUE ...?

Los pastores y ganaderos han utilizado tradicionalmente las piedras de sal para sus animales. Estas piedras compensan las deficiencias en sal y oligoelementos que normalmente presentan las dietas alimenticias de los animales, sobre todo cuando están en régimen de pastoreo o bien cuando se someten a elevadas producciones. La sal extraída de la Cueva del Gigante se empleó principalmente para este fin.

El Cabezo de la Sal es un relieve con forma de domo constituido por sal gema, anhidrita, yeso y arcillas. Estos materiales tienen algo en común: son poco resistentes a la erosión. Todos ellos se erosionan con facilidad como lo demuestran los barrancos profundos excavados por el agua, como los de Marcos, de los Manantiales, Hondo, de la Mina, de Fátima o del Barro, o las dolinas que pueblan la zona más alta del Cabezo, resultado de la disolución de las sales.

Entonces, ¿cómo estos materiales poco resistentes forman una montaña? Aunque no existen datos científicos detallados, es muy probable que el proceso de movimiento de la sal no se haya detenido todavía, y el Cabezo de la Sal siga creciendo hoy día.

¿SABÍAS QUE ...?

El Cabezo de la Sal ha sido modificado por la actividad del ser humano. Este paisaje ha ido cambiando por la extracción de sal, de yeso y por las plantaciones intensivas de pinar.

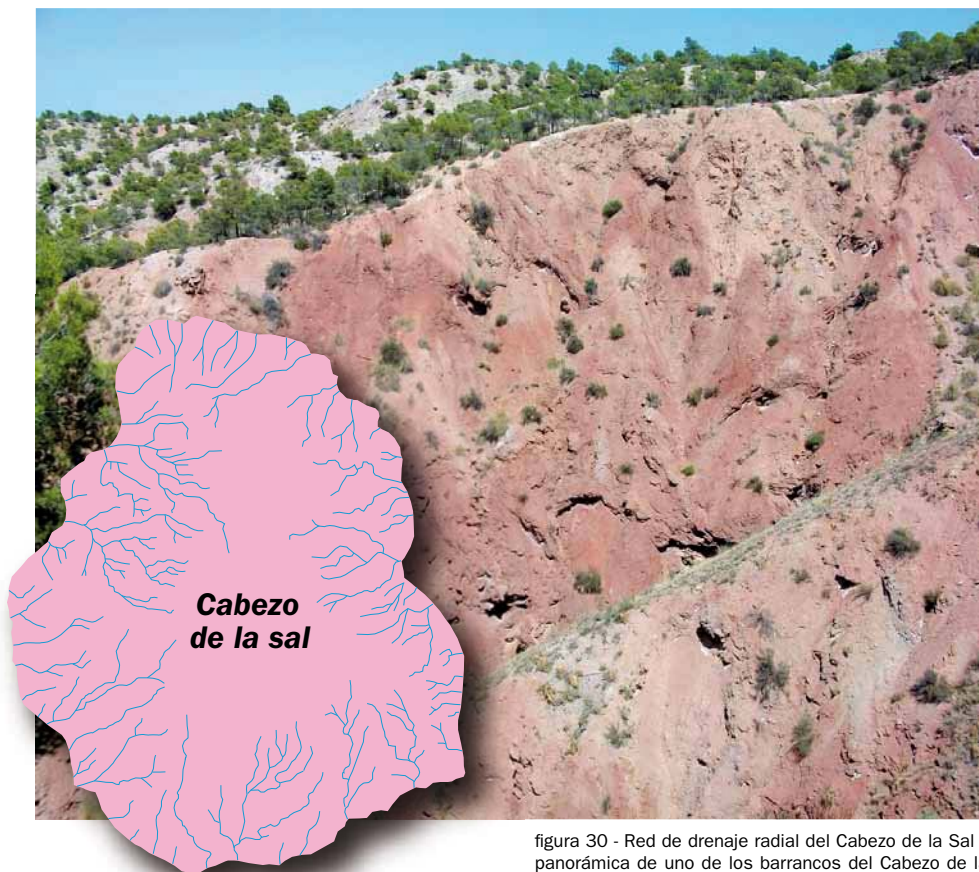


figura 30 - Red de drenaje radial del Cabezo de la Sal y panorámica de uno de los barrancos del Cabezo de la Sal con su característico tono rojizo.



organizan:



Universitat d'Alacant
Universidad de Alicante
Facultat de Ciències
Facultat de Ciències



Universitat d'Alacant
Universidad de Alicante
Vicerectorat d'Extensió Universitària
Vicerectorat de Relacions Universitàries



convocan:



Sociedad
Geológica
España



Instituto Geológico
y Minero de España

patrocinan:



Excmo. Ayuntamiento
de Pinoso
Área
de
Medio Ambiente



DIPUTACIÓN
DE ALICANTE



FUNDACIÓN ESPAÑOLA PARA LA CIENCIA Y LA TECNOLOGÍA



CONSEJO SUPERIOR DE INVESTIGACIONES CIENTÍFICAS

