





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.

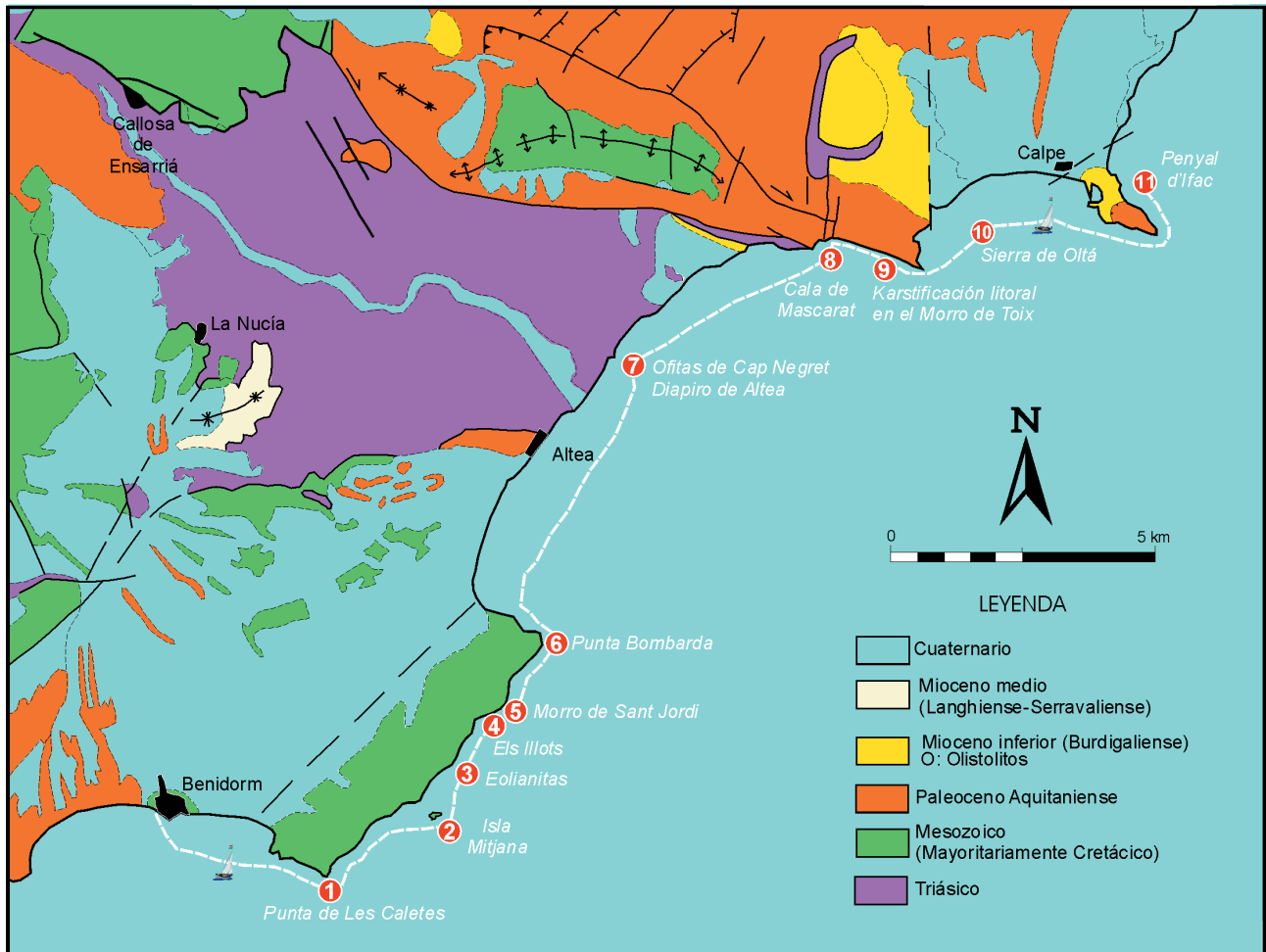


Figura 1. Mapa geológico con situación de las paradas.

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).

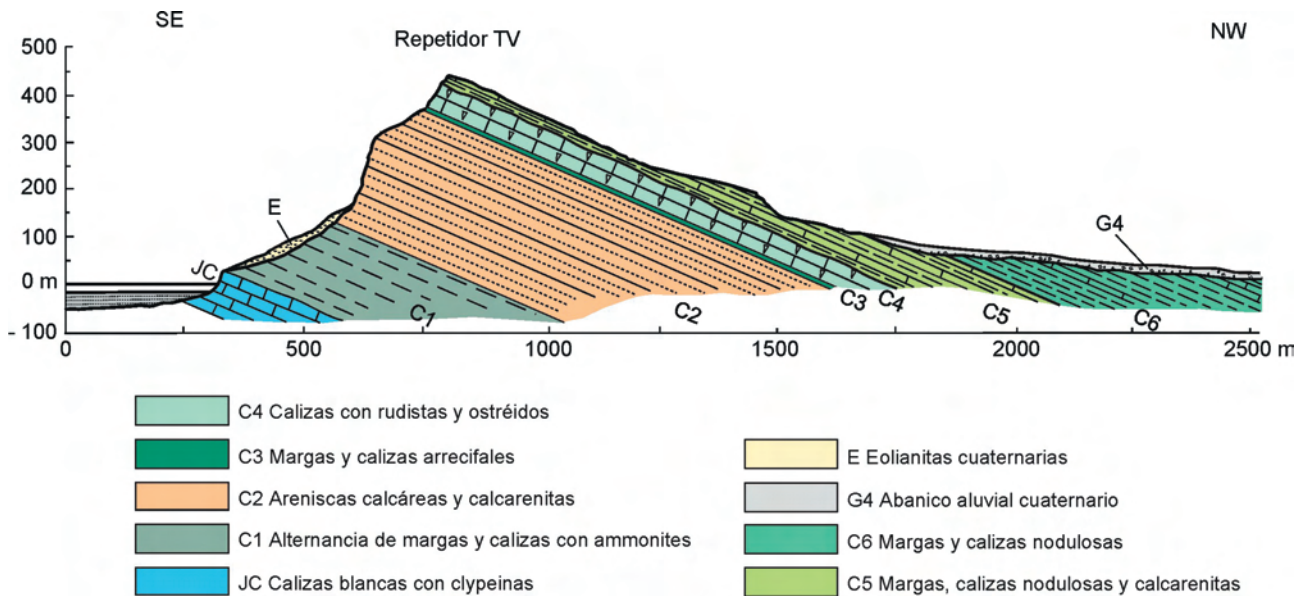


Figura 3. Corte geológico de la Serra Gelada realizado a la altura del repetidor de TV.

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 monoclin (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 la 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

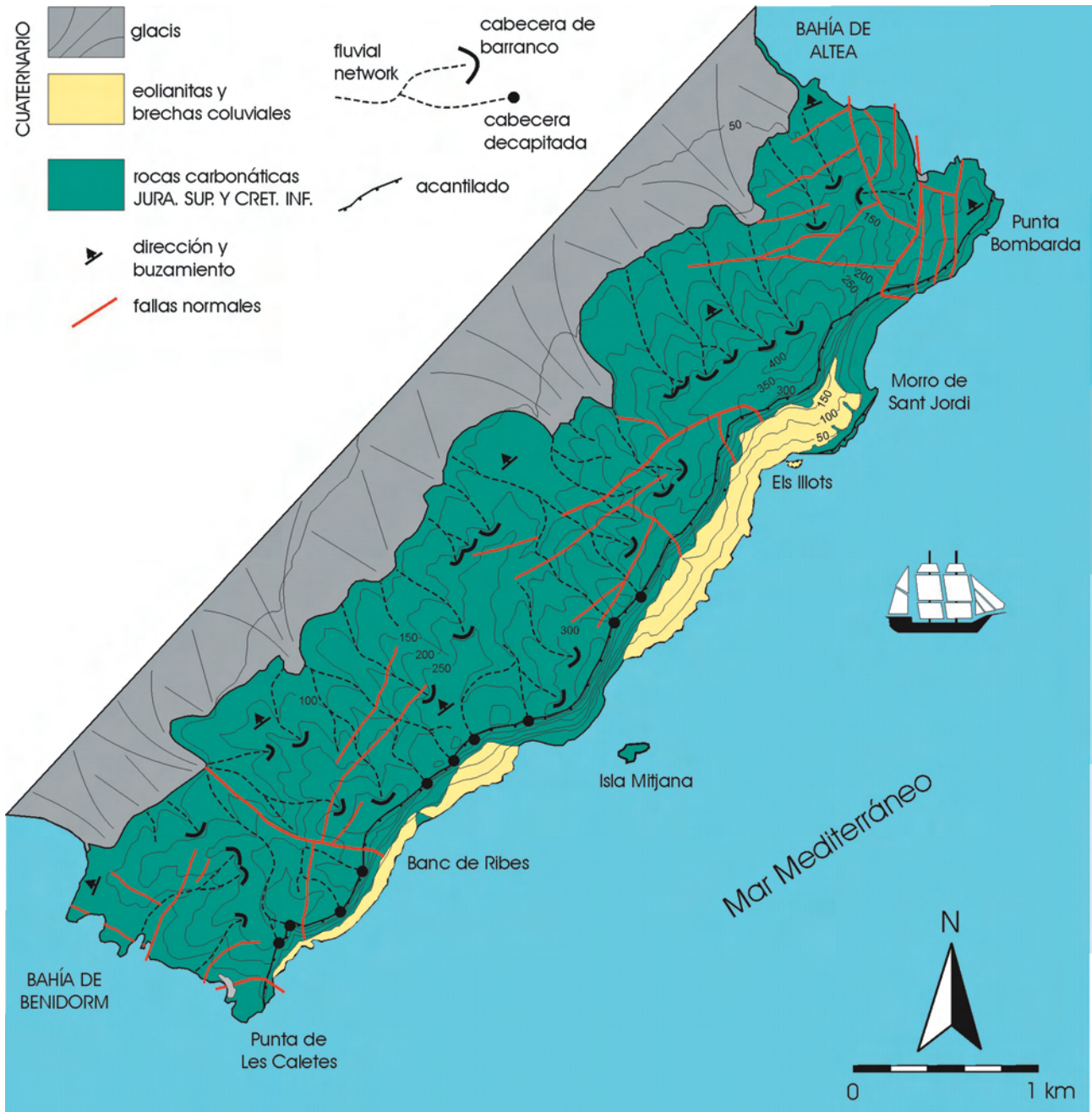


Figura 4. Mapa geomorfológico de la Serra Gelada.

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

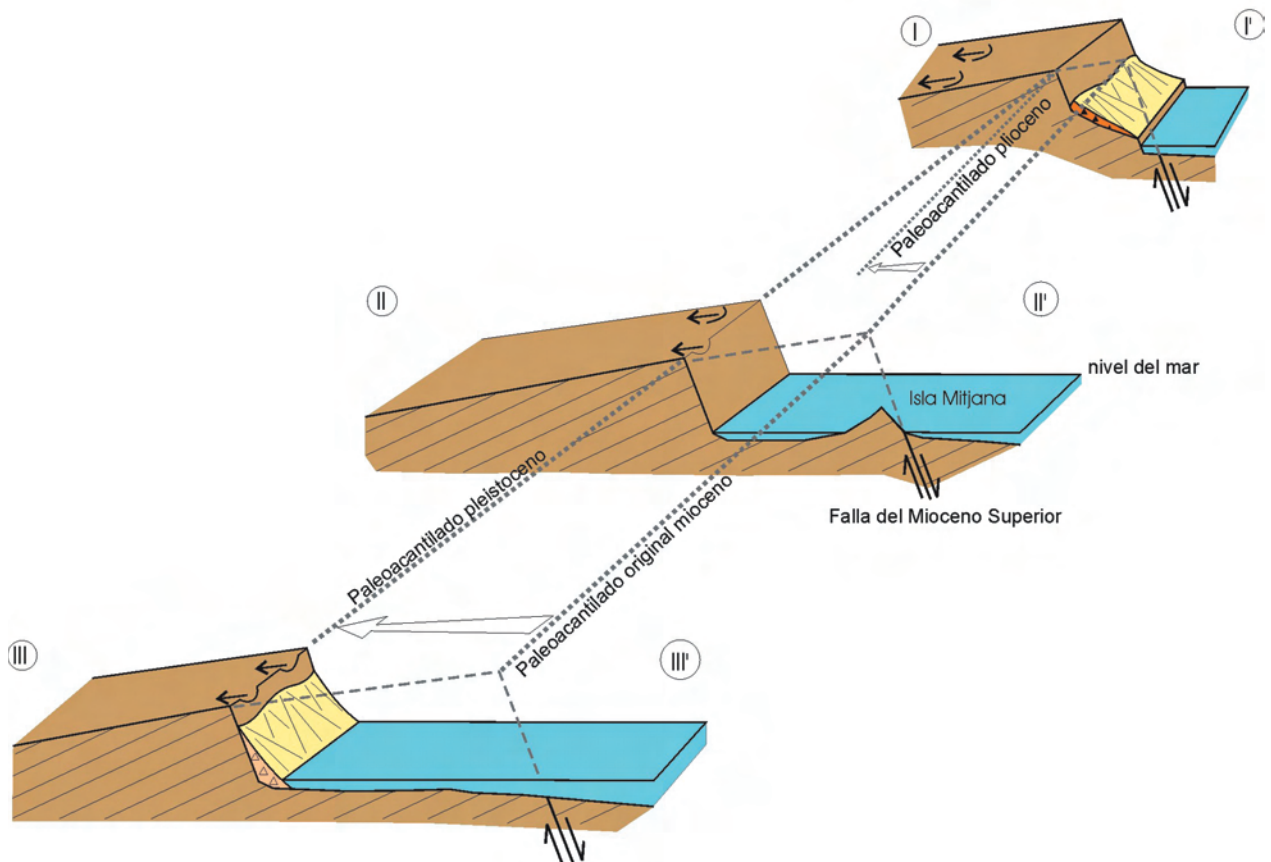
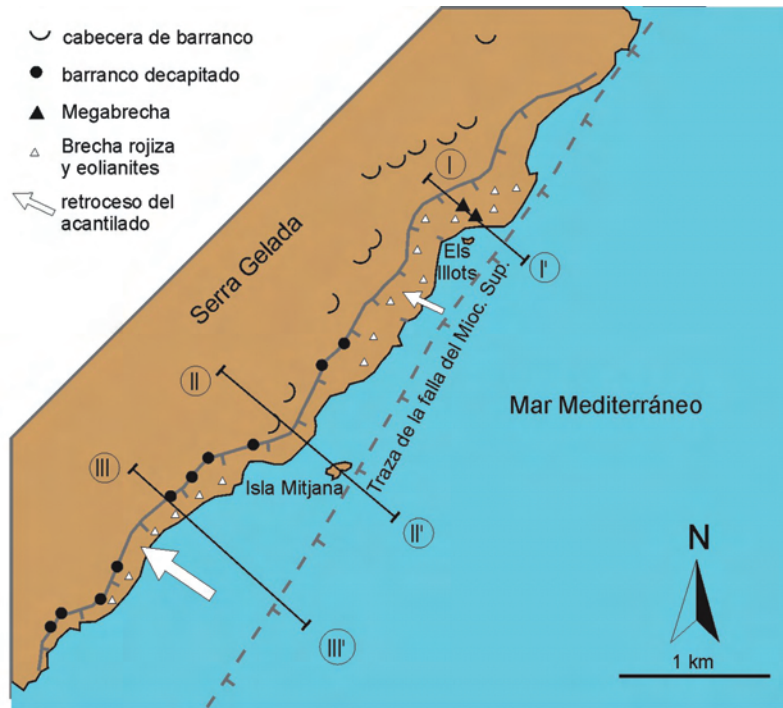


Figura 5. Origen y evolución del acantilado de la Serra Gelada.



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

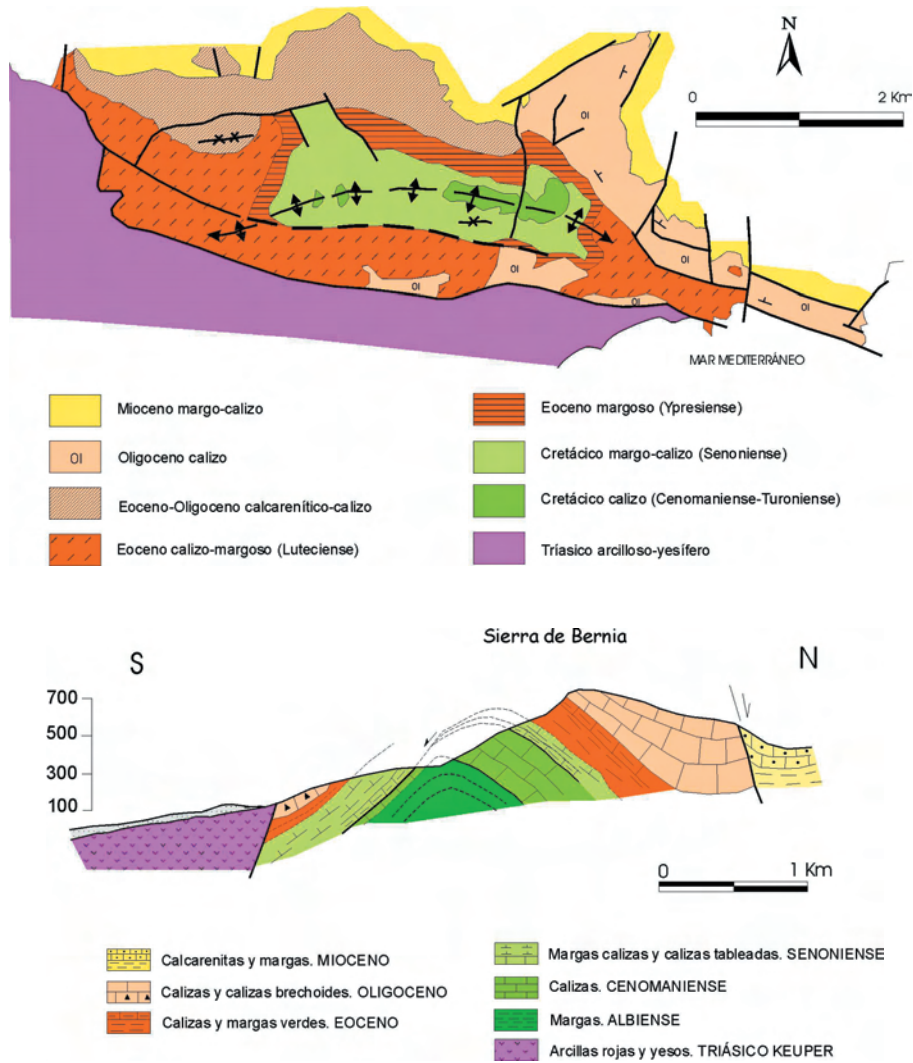


Figura 6. A. Mapa geológico de la Sierra de Bernia. B. Corte geológico de la Sierra de Bernia. C. Panorámica del anticlinal de La Galera (Sierra de Bernia).



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).

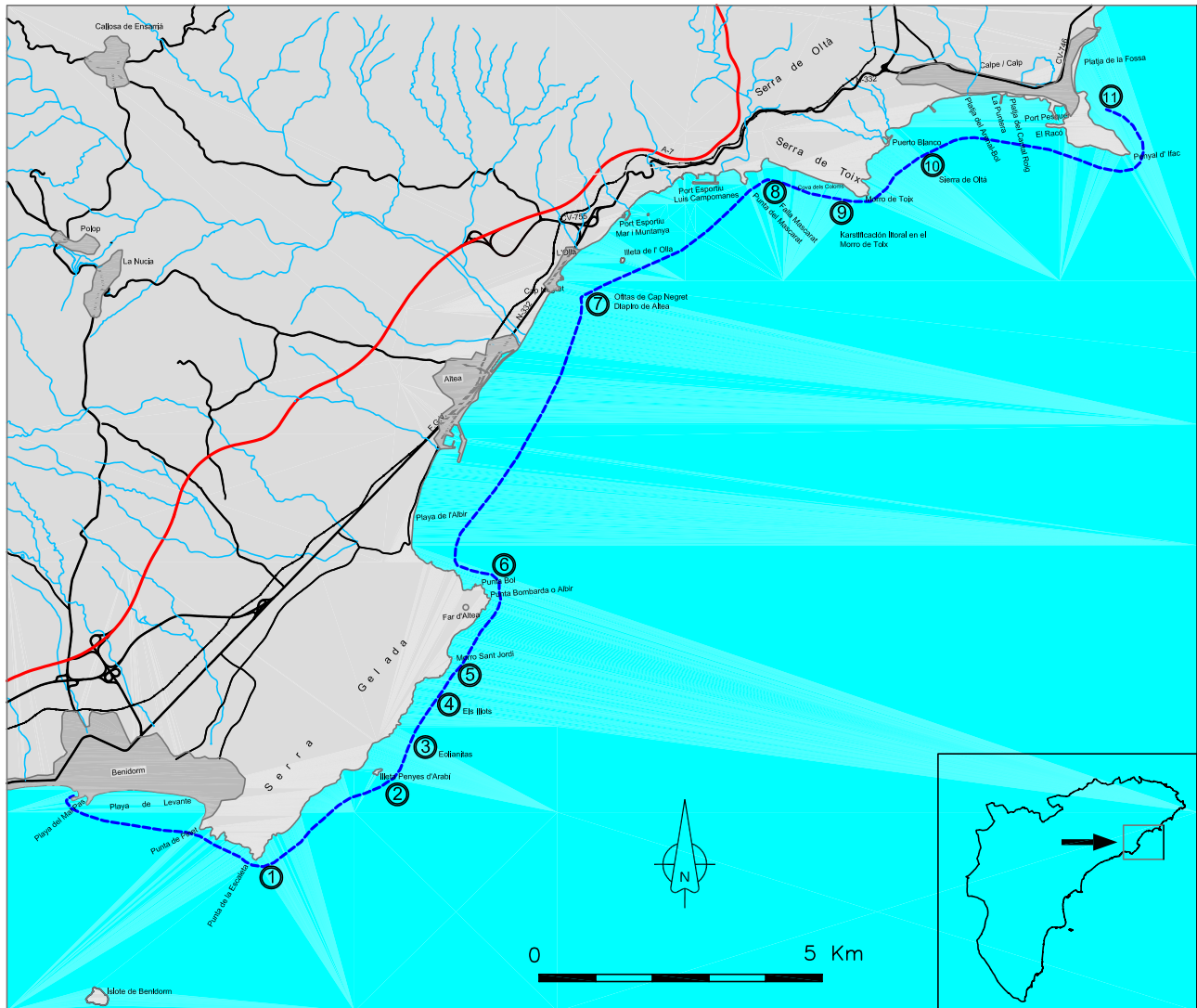


Figura 8. Mapa topográfico de los sectores costeros del recorrido con situación de las paradas.

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

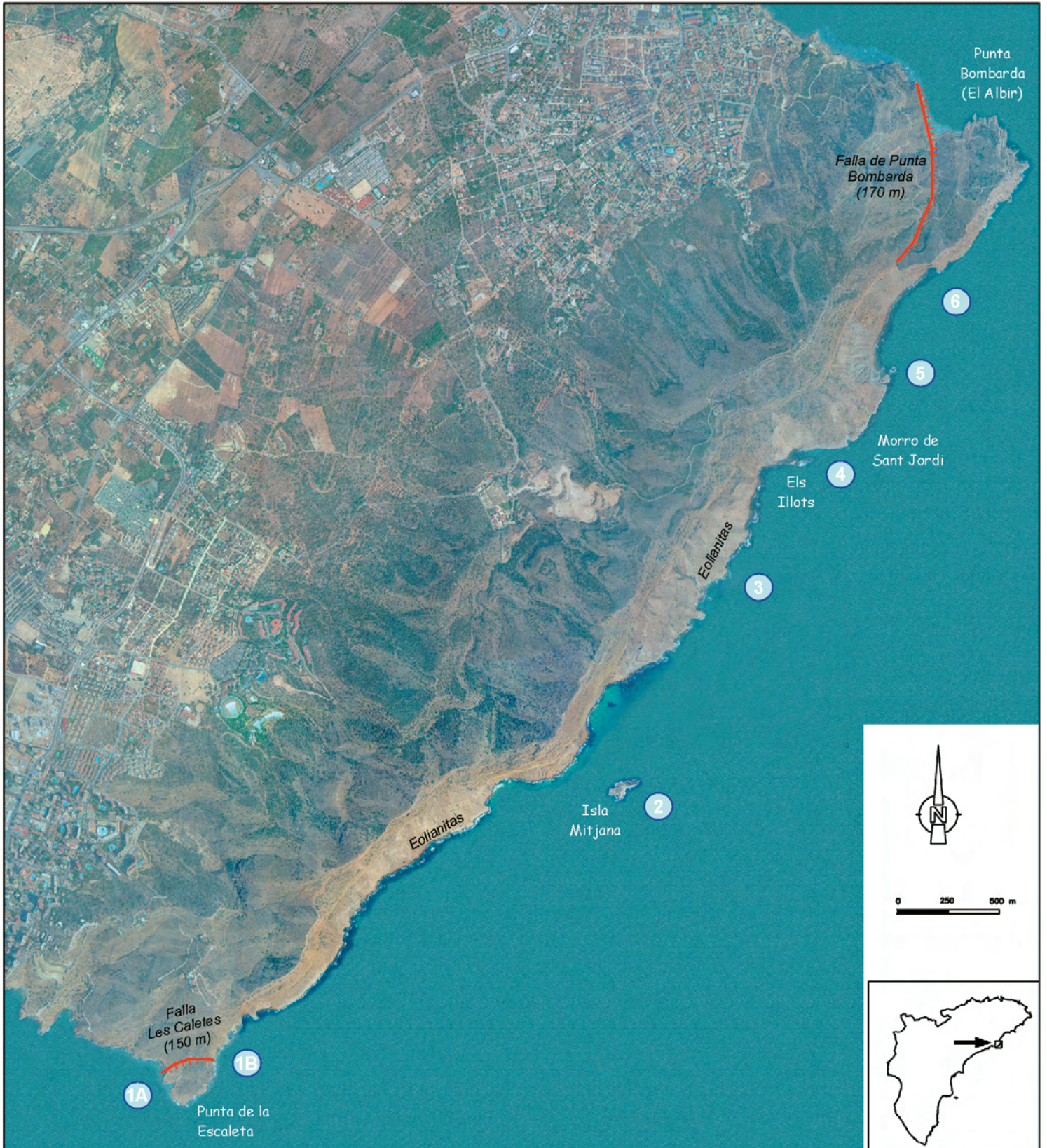


Figura 9. Foto aérea de la Serra Gelada.



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

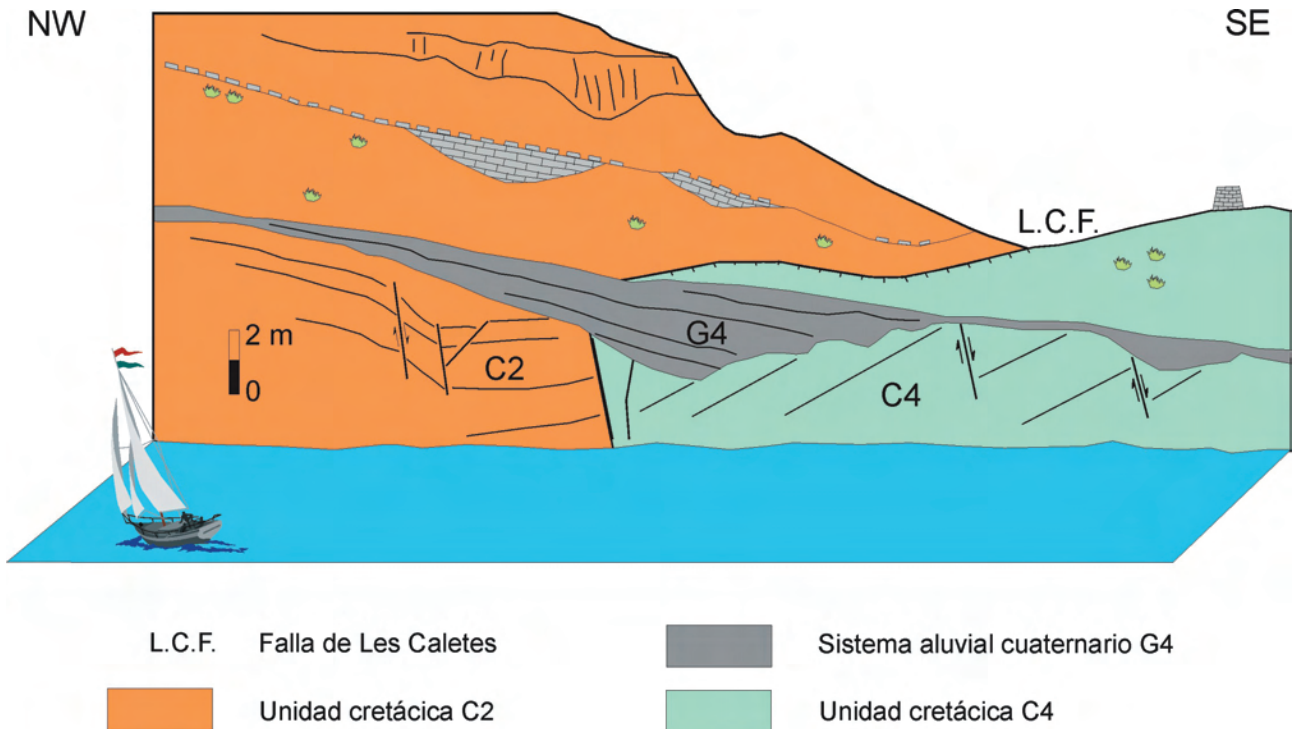


Figura 11. Corte geológico que muestra cómo los materiales cuaternarios del sistema aluvial G4 sellan la falla de les Caletes (parada 1A).

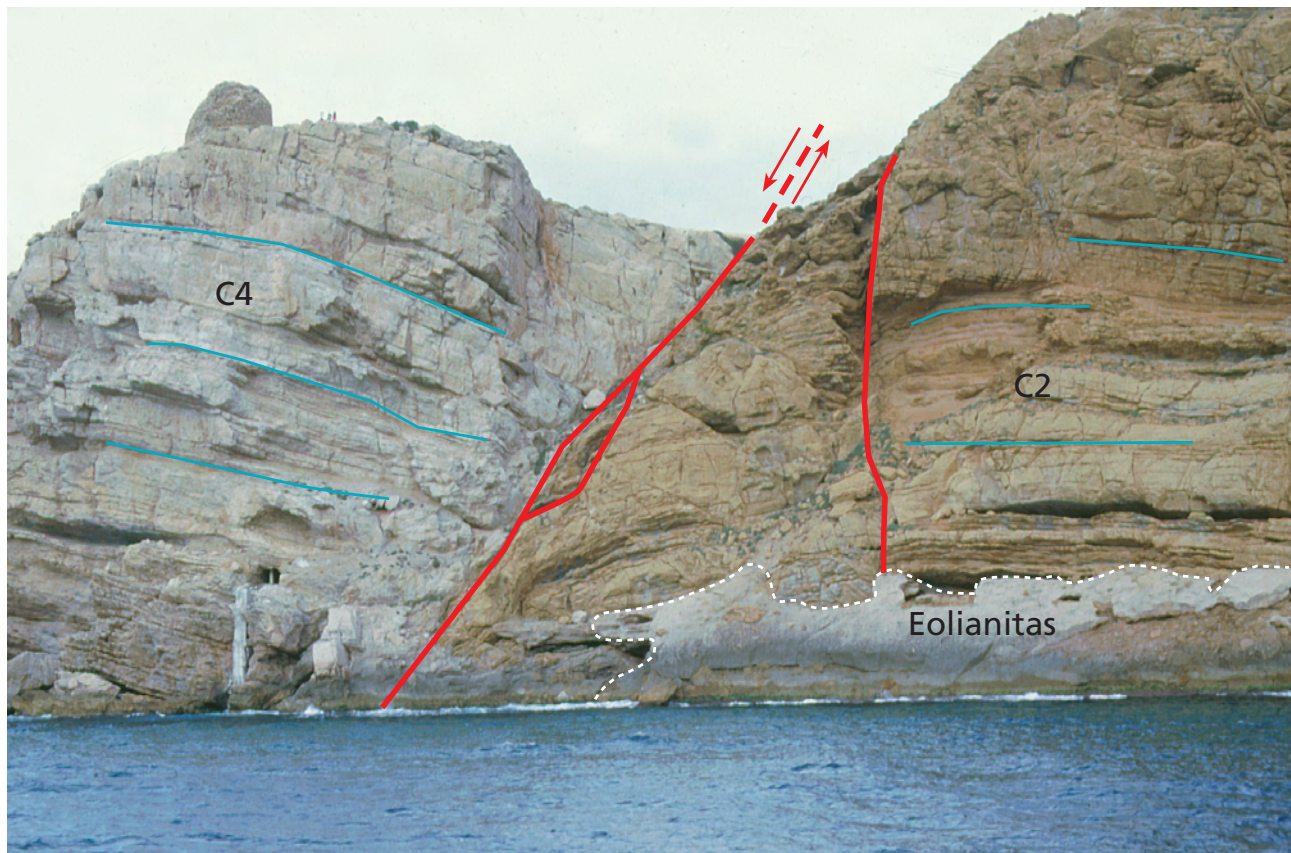
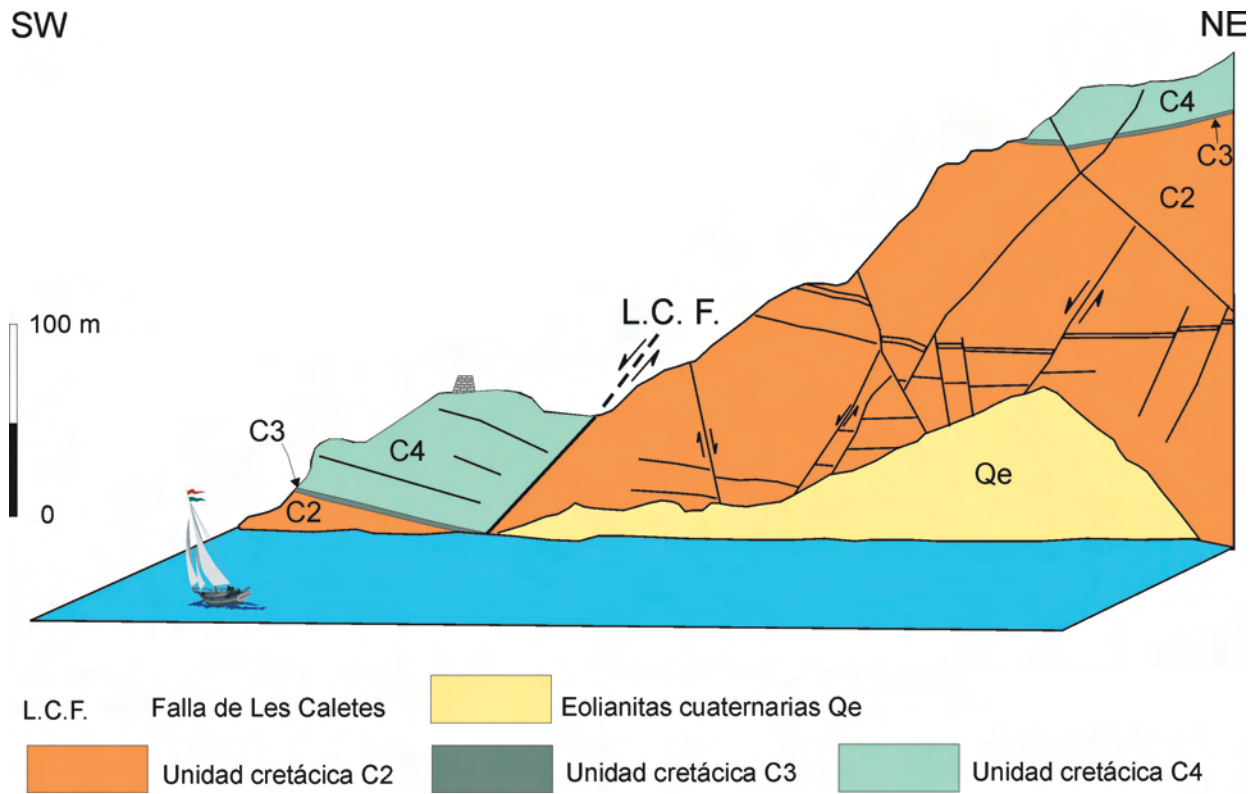


Figura 12. Falla de la punta de les Caletes desde la parada 1B. A: corte geológico de la falla. B: detalle de la zona de falla.



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).

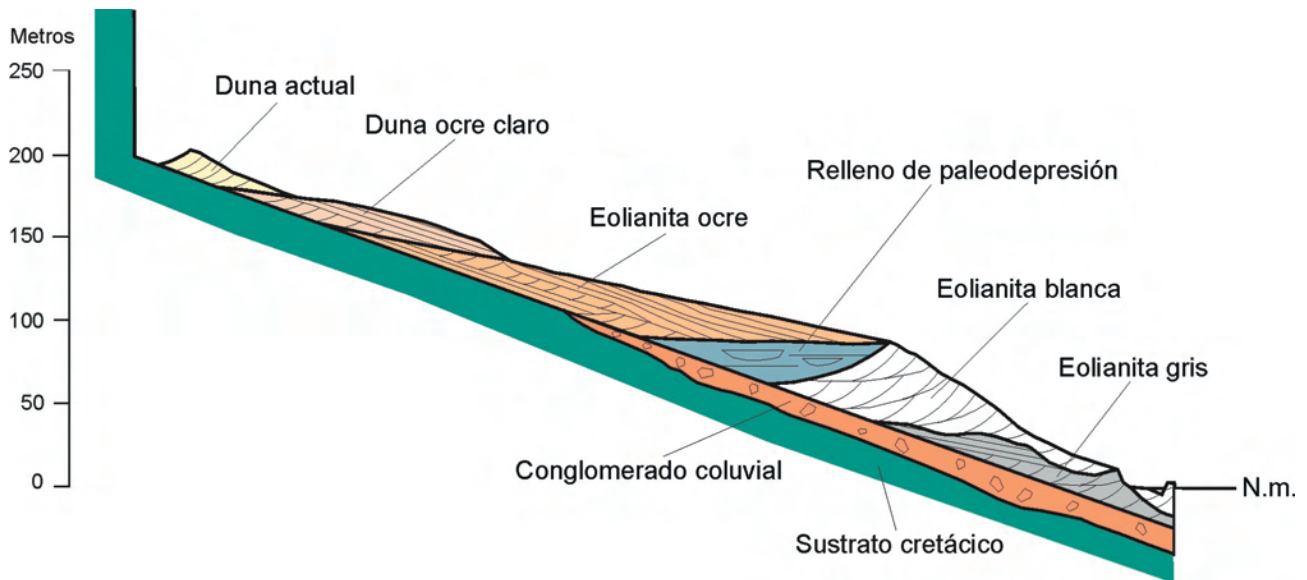


Figura 15. Corte geológico de las eolianitas que muestra los cinco edificios eólicos superpuestos y su relación con la brecha rojiza basal (según Yébenes y Fumanal, 1996).



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.

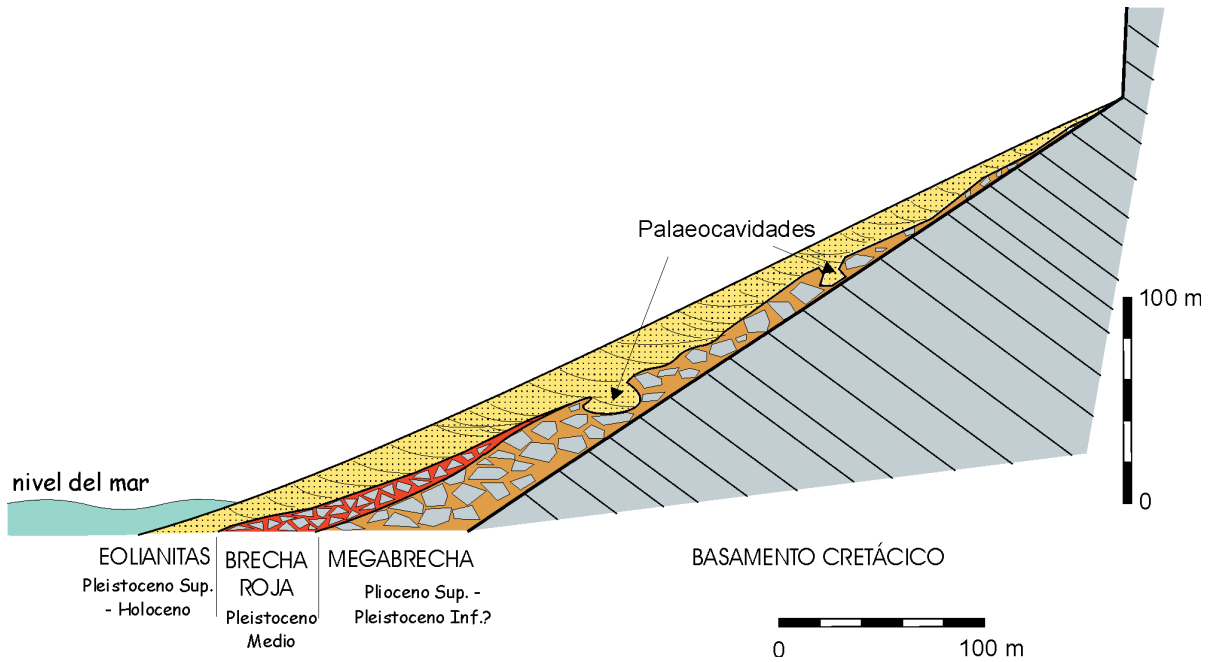


Figura 17. Esquema de la Megabrecha y sus relaciones con la Brecha rojiza y las eolianitas.

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-*

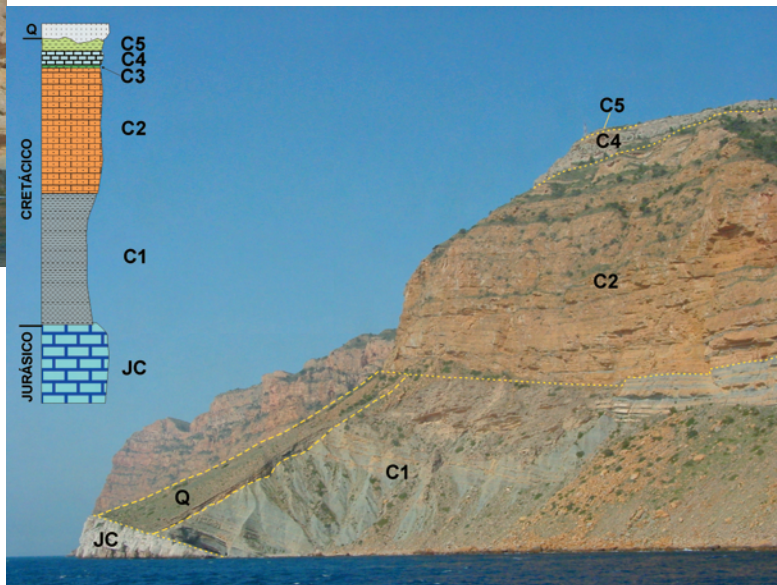


Figura 18. Fotografía en la que se observa la sucesión de las unidades litológicas jurásico-cretácicas que afloran en el acantilado.



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.

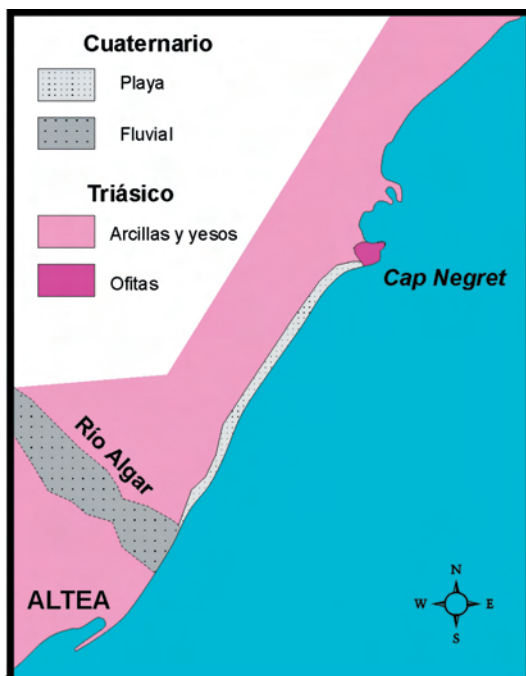


Figura 21. A. Mapa geológico en el que se observa el afloramiento de ofitas incluido en los materiales del Triásico Keuper. B. Panorámica desde el mar del afloramiento de ofitas de Cap Negret.

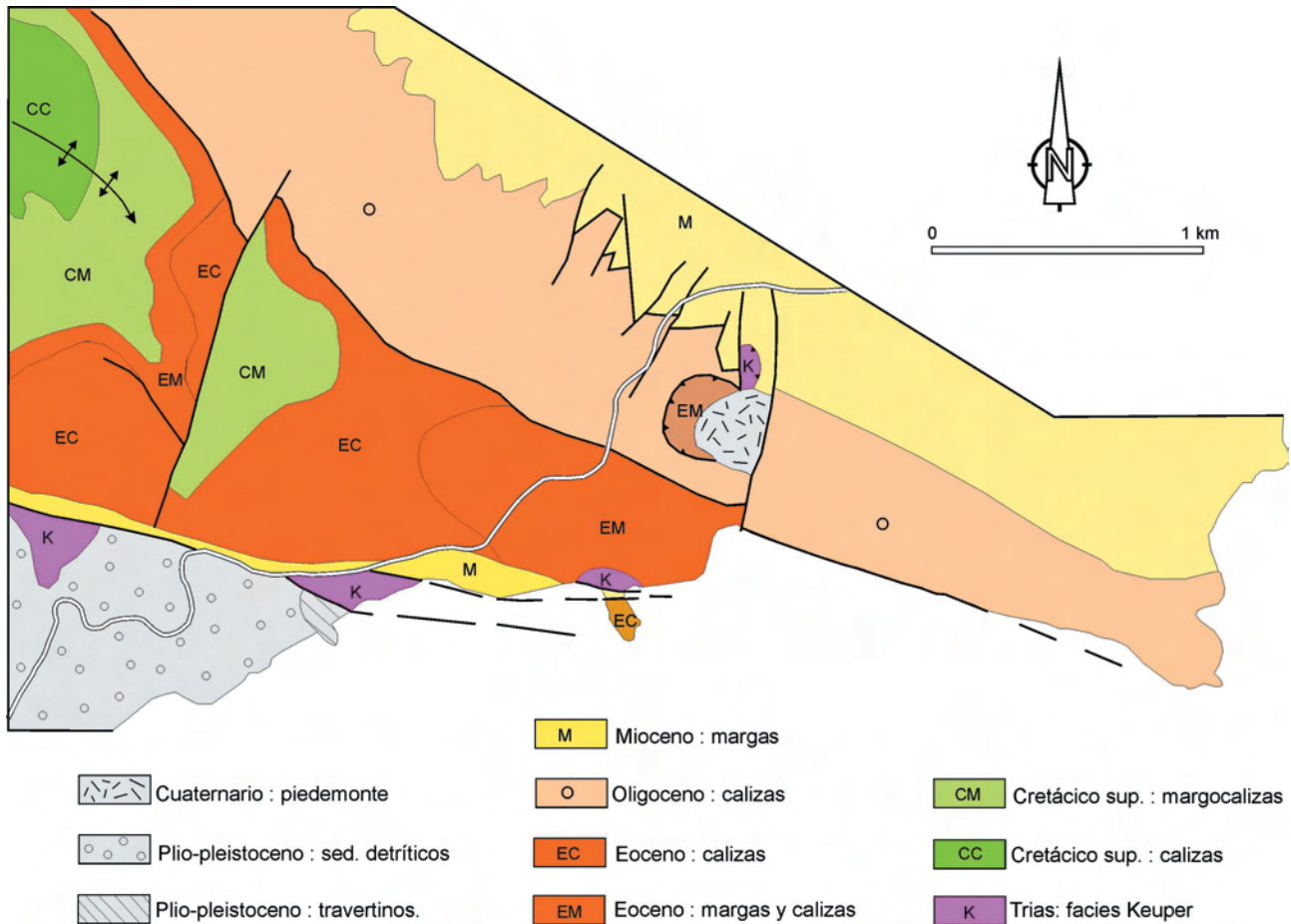


Figura 22. Mapa geológico del sector de Mascarat-Morro de Toix.

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.

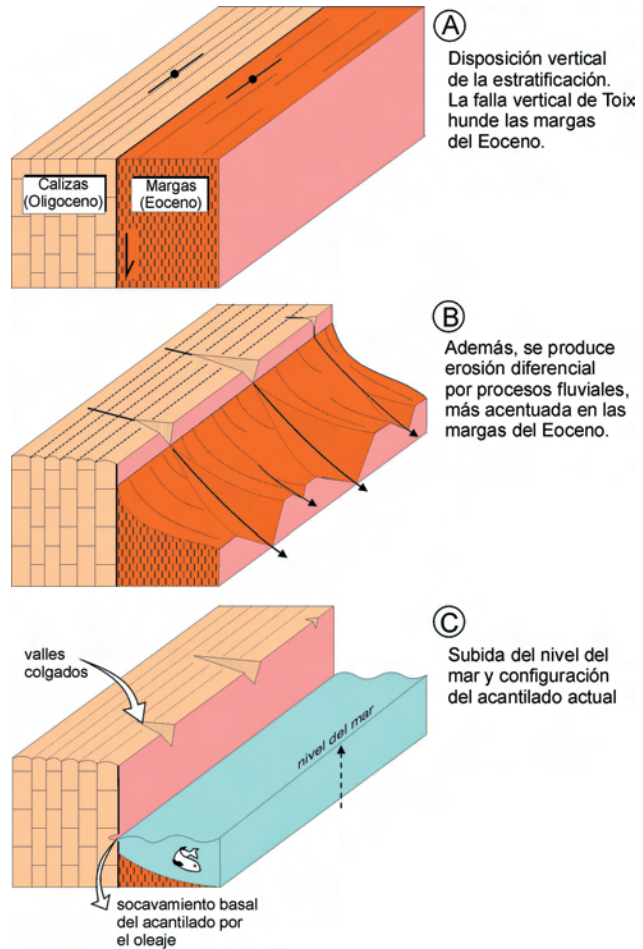
En el margen septentrional de la sierra, y en dirección al Rincón del Albir, es posible observar las dos unidades superiores del Cretácico inferior: *C5 Calizas, calcarenitas y margas* y *C6 Margas y calizas nodulosas*.

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

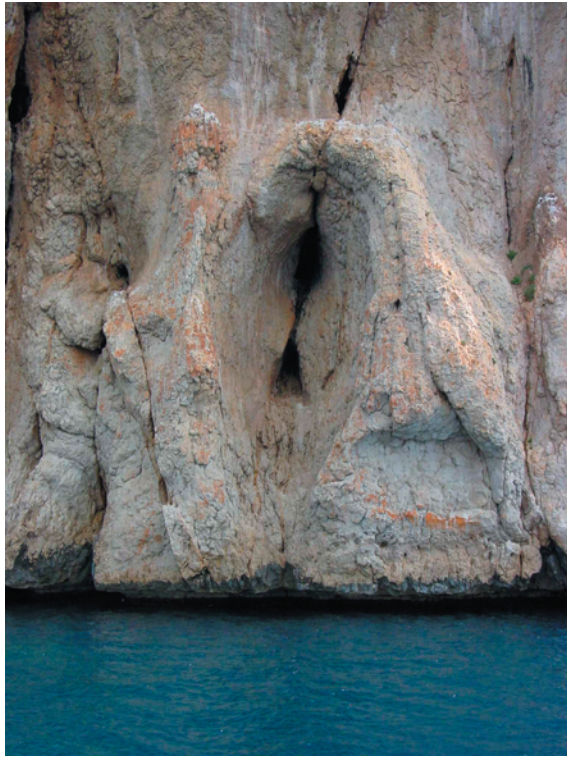


Figura 25. Morfologías resultado de la karstificación del acantilado del Morro de Toix.

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 estriaciones 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.

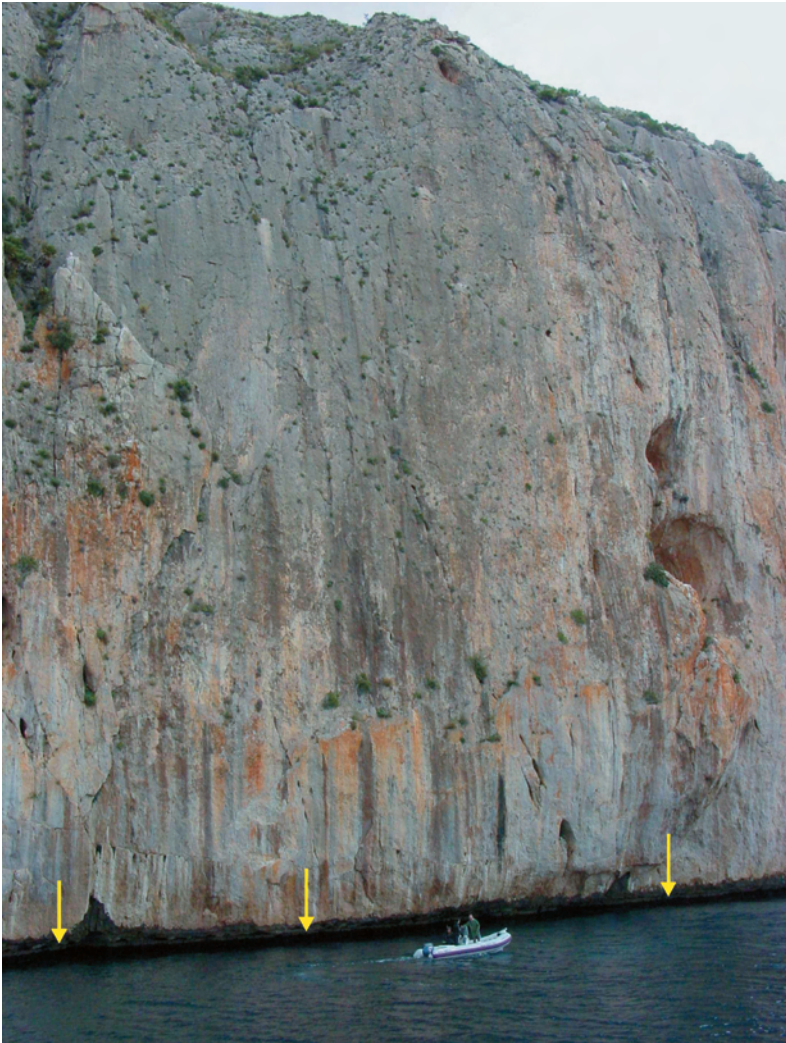


Figura 26. Socavadura basal muy desarrollada (posición indicada con flechas).

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

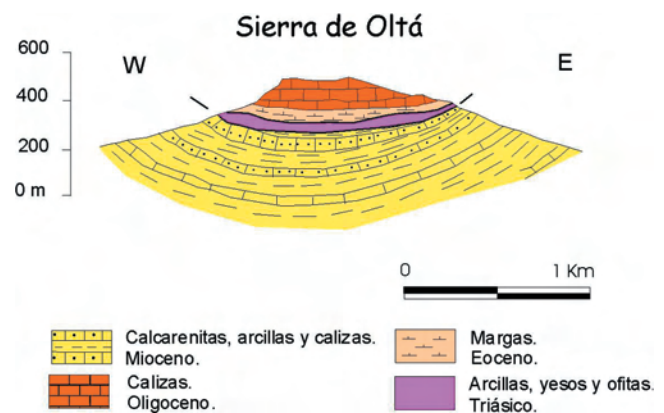


Figura 27. A. Panorámica desde el mar de la Sierra de Oltá. B. Corte geológico de la Sierra de Oltá.

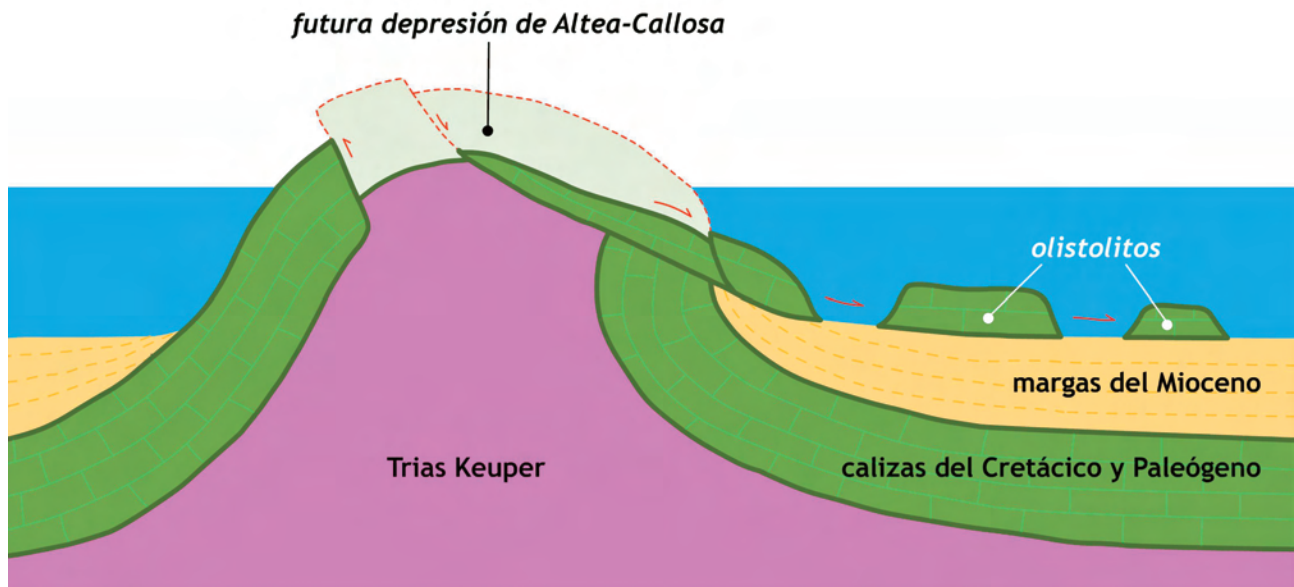


Figura 28. Esquema interpretativo del antiguo diapíro de Altea y la formación asociada de olistolitos.

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 Benissa. 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).

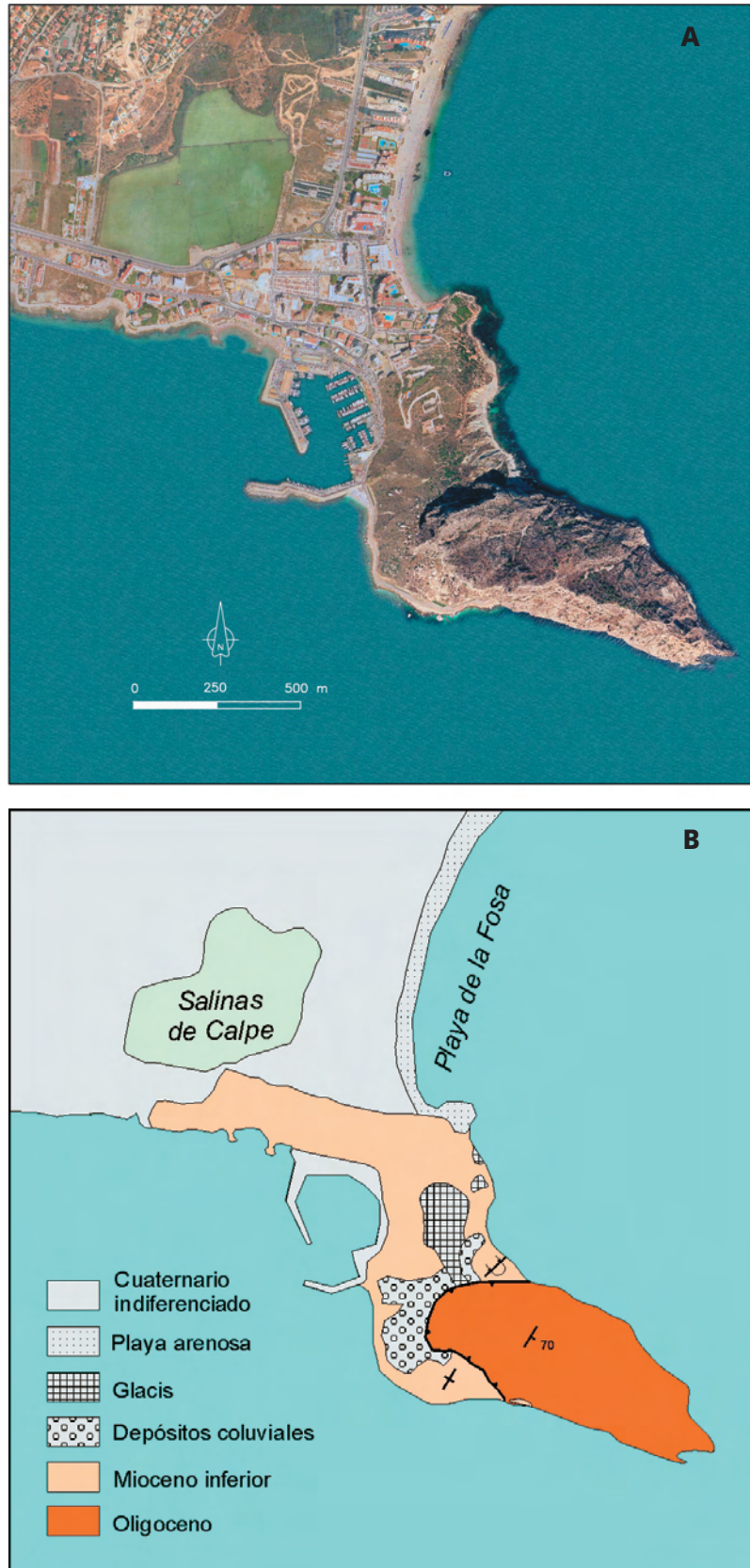


Figura 29. A. Fotografía aérea del Penyal d'Ifac. B. Mapa geológico esquemático.

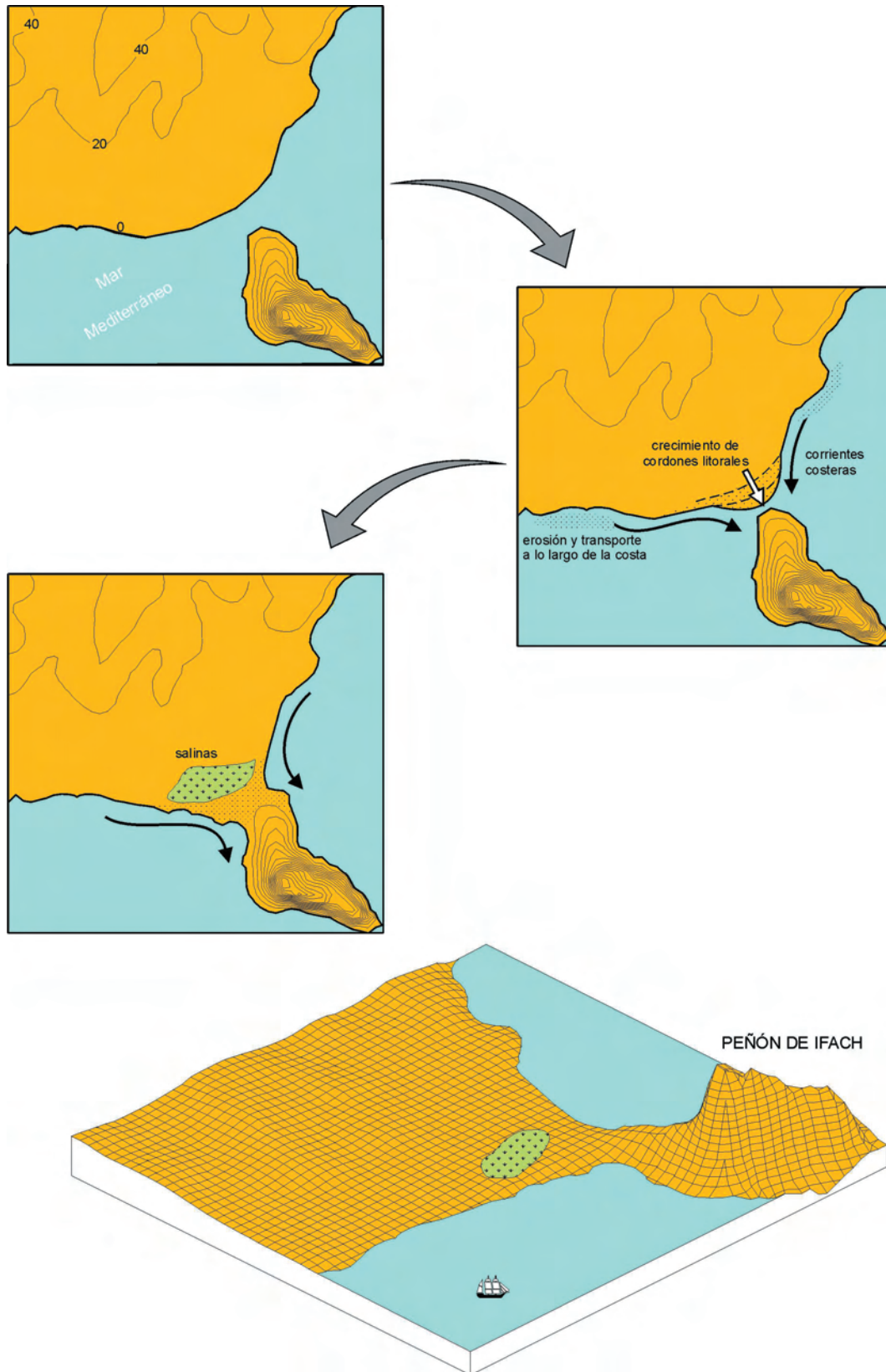


Figura 30. Evolución del Peñal d'Ifac durante el Cuaternario (modificado de Alfaro et al., 1999; esquema realizado por J.M. Soria).

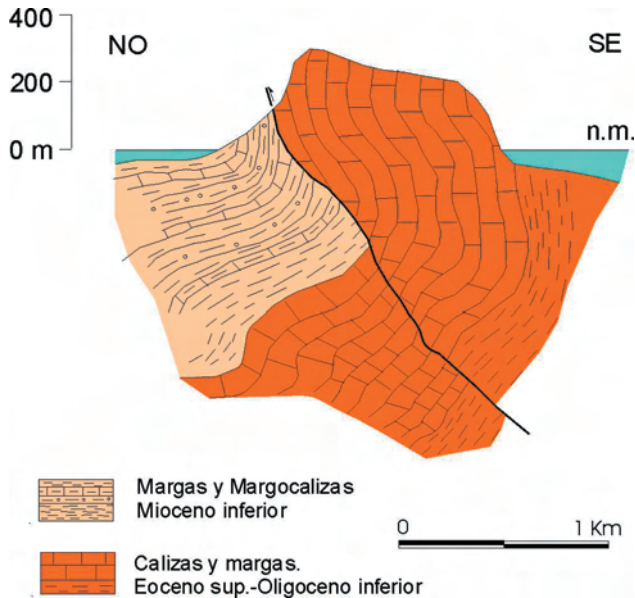


Figura 31. Corte geológico del Penyal d'Ifac.



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

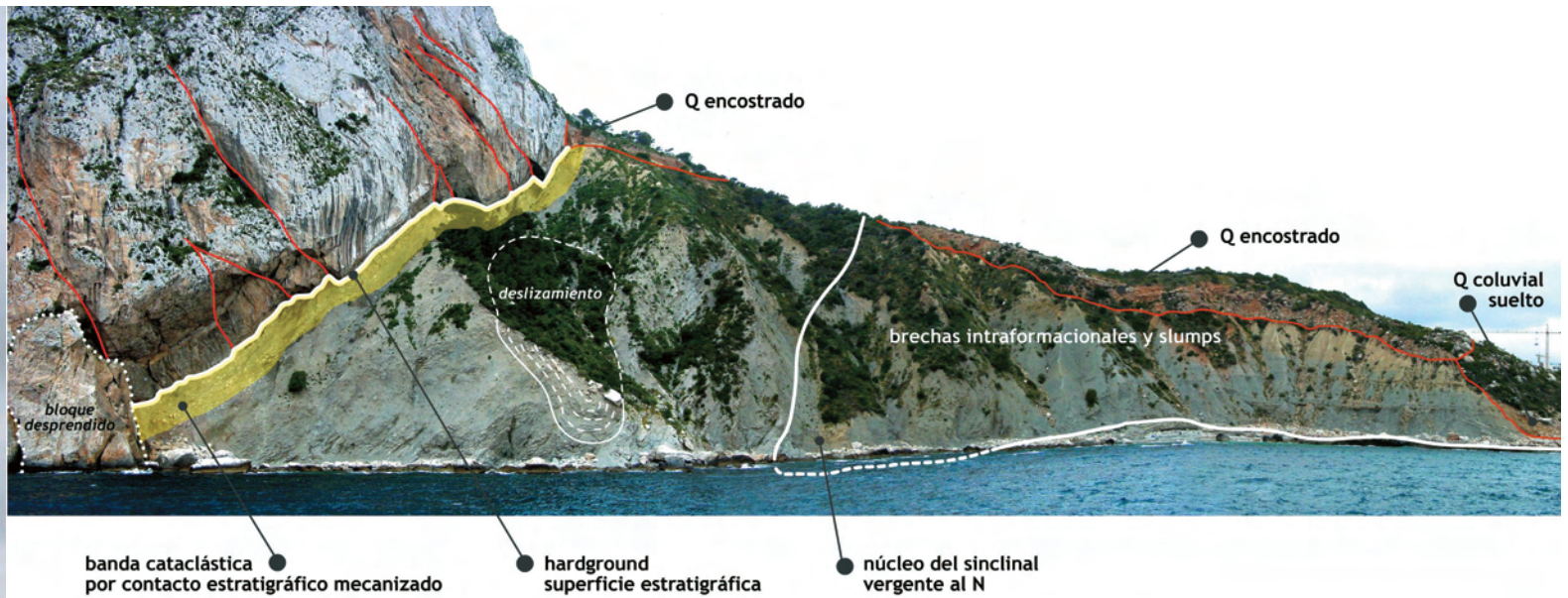


Figura 34. Sinclinal tumbado en las margas miocenas que están cabalgadas por las calizas oligocenas.

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 Limítrofes. 59-73, Diputación Provincial de Alicante.