

Geología del Campo de Gibraltar

Gutiérrez-Mas, José Manuel ^{1y2}; Gracia Prieto, Javier¹; Luján Martínez, María¹ y

Sánchez Bellón, Ángel ^{1y2}

1 Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Cádiz

2 ICOGA, Ilustre Colegio Oficial de Geólogos de Andalucía

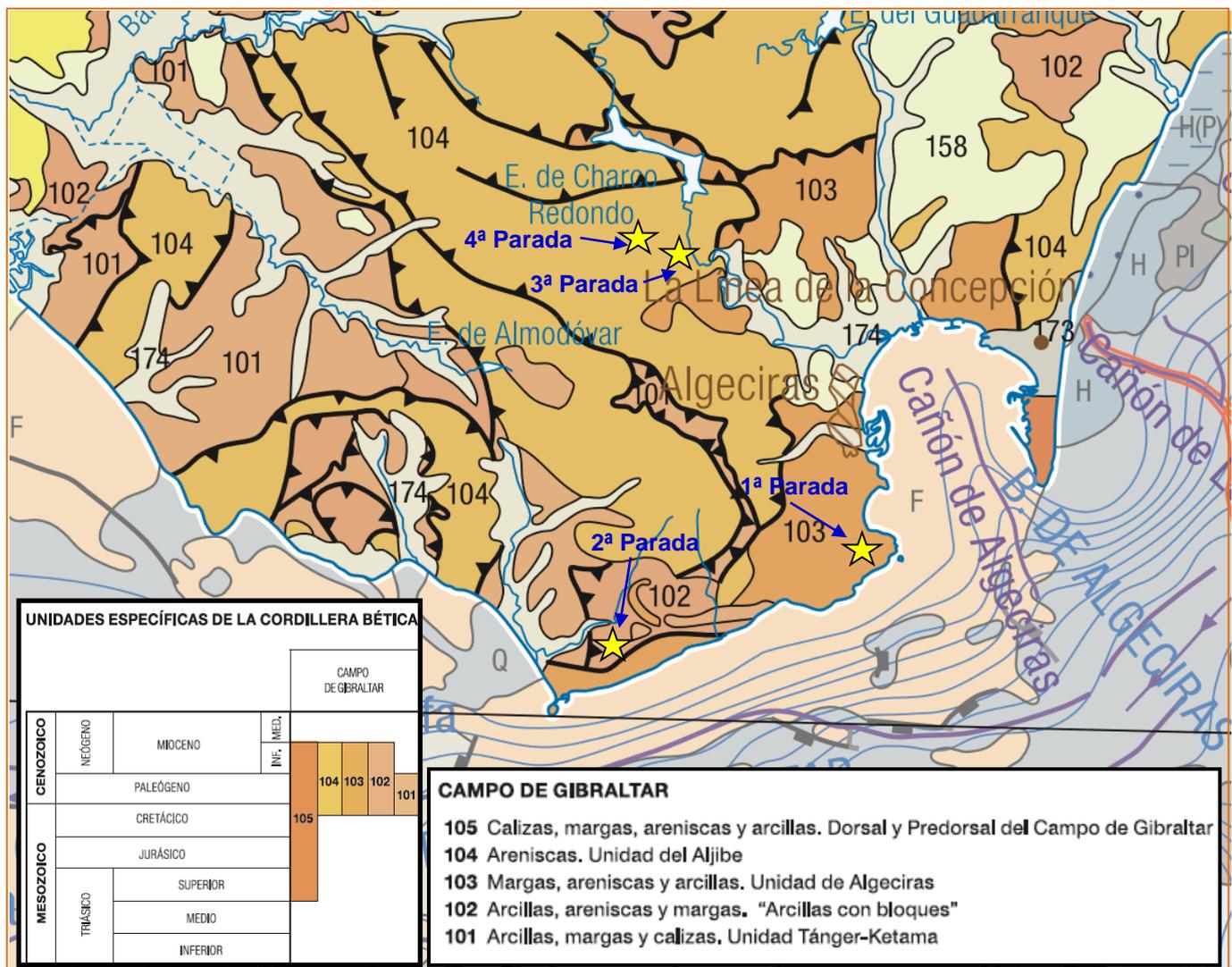


Figura 1. Mapa geológico a escala 1:100.000 en torno al Campo de Gibraltar (IGME, 2015) y localización de las paradas

Introducción. Contexto Geológico

Las Cordilleras Béticas y Rifeña rodean el extremo oeste del Mediterráneo formando una estructura orogénica arqueada conocida como Arco de Gibraltar. Éste empezó a formarse hace 25 Ma como respuesta a la convergencia entre Eurasia y África durante el Cenozoico. La deriva de componente oeste del Dominio de Alborán, la parte interna de este Arco, sobre los paleomárgenes español y marroquí, a partir del inicio del Mioceno, dio origen a la formación de un prisma de acreción (cuña de material submarino deformado) al frente del Arco (Balanyá y García-Dueñas, 1988). Este prisma unía las dos orillas con anterioridad a la apertura del Estrecho de Gibraltar, que a su vez tuvo lugar durante el Plioceno inferior (Sandoval *et al.*, 1995; Esteras *et al.*, 2000). La apertura del Estrecho supuso la inmersión local de los terrenos pertenecientes al prisma de acreción del Arco de Gibraltar. De hecho, sondeos poco profundos y dragados muestran que los materiales superficiales del Umbral del Estrecho están constituidos esencialmente por secuencias Miocenas del prisma, concretamente del Complejo de los Flyschs (Fig.1) (rocas siliciclásticas) y recubrimientos postorogénicos (calizas litohérmicas, arenas bioclásticas y gravas) (Sandoval *et al.*, 1995; Esteras *et al.*, 2000).

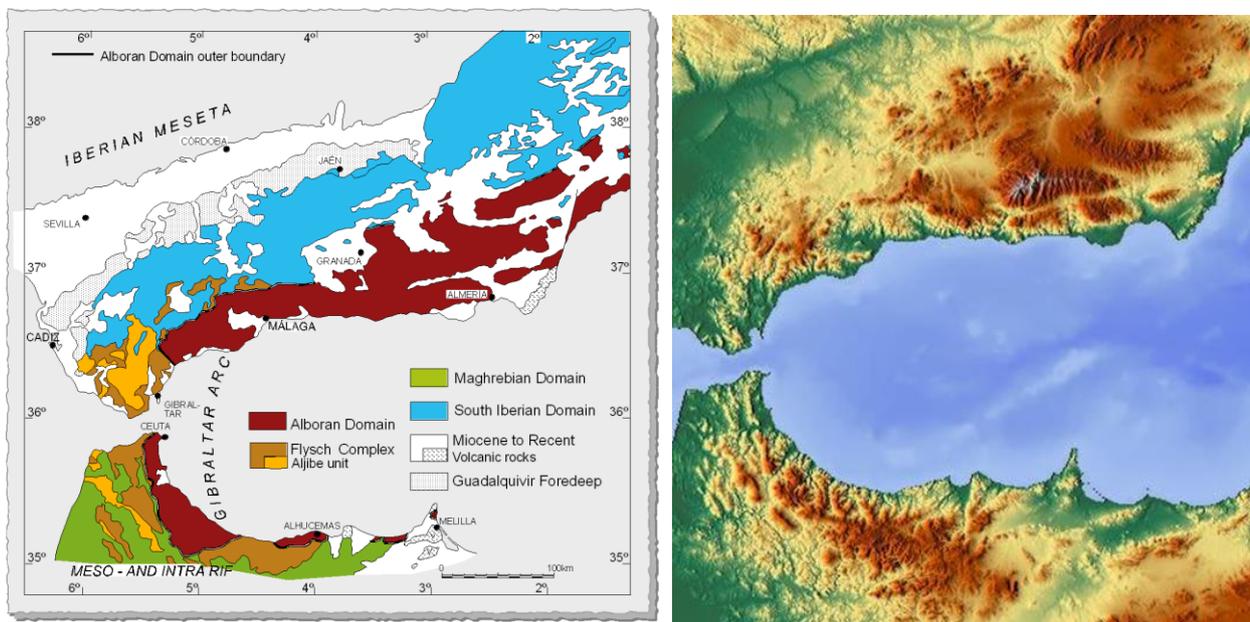


Figura 2. Dominios tectónicos del Arco de Gibraltar e imagen de satélite de la zona.

Los dominios tectónicos involucrados en el Arco de Gibraltar son: i) El Dominio de Alborán, son las zonas internas del orógeno formadas por materiales mayoritariamente paleozoicos que han sido estructurados y metamorizados durante el ciclo alpino. ii) Dominio del Surco de los Flysch, de edad Cretácico inferior al Mioceno Inferior, está caracterizado por un registro sedimentario propio de un surco profundo que está organizado en la actualidad como un cinturón deformado de pliegues y cabalgamientos. iii) los Dominios Sudibérico (que incluye el Prebético y el Subbético) y Magrebí (Pre-Rif, Meso-Rif e Intra-Rif), son las zonas externas que proceden de la reestructuración de los paleomargenes mesozoico-cenozoico del sur de Iberia y Norte de África, respectivamente.

En este contexto, ¿qué expresa el Estrecho?, podemos decir que el Estrecho es un rasgo fisiográfico reciente (construido a partir del Plioceno, es decir desde hace 4 Ma, cuya evolución ha supuesto la inmersión local de las estructuras observables en España y Marruecos correspondientes al Arco de Gibraltar).

Parada 1. Unidades del Campo de Gibraltar

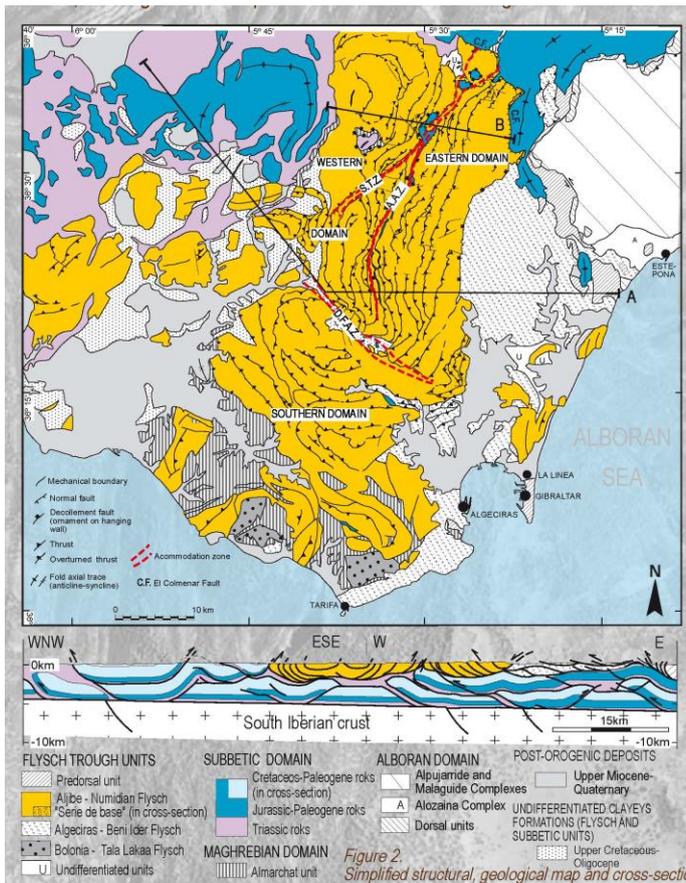


Figura 3. Mapa geológico de la zona del Campo de Gibraltar

Unidad del Aljibe o Manto Numídico

Es la unidad más extensa, potente y característica del Complejo del Campo de Gibraltar. Ocupa la posición tectónica más alta de la pila de mantos. Su espesor supera los 1000 m, y su estructura es compleja, con repliegues internos y cabalgamientos. Está constituida por areniscas silíceas muy puras (> 90% de cuarzo), con granos muy redondeados. Aparecen estratificadas en bancos que alternan con niveles arcillosos, y forman importantes relieves en la provincia de Cádiz como: las Sierras del Aljibe, Bujéo, Retín, la Plata, Ojén, Blanquilla y otras. Aunque contienen pocos fósiles, su edad Aquitaniense está bien establecida (Fig. 4).



Figura 4. Imágenes de las Areniscas del Aljibe.

El dominio del Surco de Flyschs aflora extensamente en la provincia de Cádiz (de ahí el nombre local de **Unidades del Campo de Gibraltar**), en la región comprendida entre Tánger y Chaouen, y en la zona del Tisirene. En la actualidad estas unidades (unidad de Aljibe, Bolonia y Algeiras), están organizadas en su mayor parte como un cinturón deformado de pliegues y cabalgamientos pertenecientes al prisma de acreción del Arco.

Los materiales de estas unidades son, en su mayoría, de carácter turbidítico. Están constituidos por diversas formaciones arcillosas y areniscas (terrígenas y carbonatadas) que se depositaron en su mayor parte mediante procesos de flujo gravitatorio de sedimentos en una cuenca marina profunda, con estratificación rítmica, debido a que el depósito se produjo en un medio tectónicamente activo (sinorogénico).

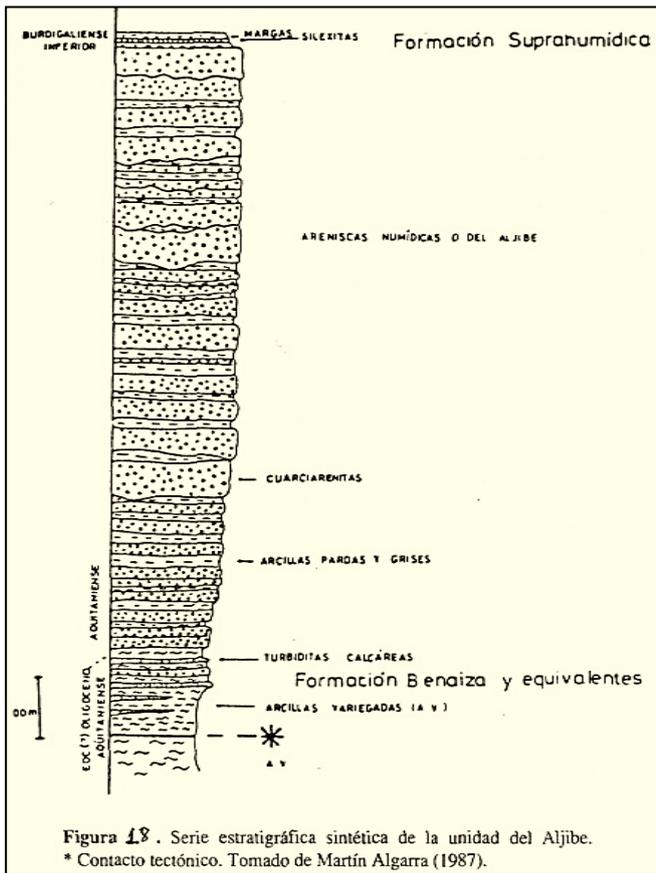


Figura 5. Serie estratigráfica de la Unidad del Aljibe.

la misma edad (cretácica-terciaria) sí aparecen más al Sur. Estas areniscas podrían ser depósitos de procedencia sahariana, que fueron aportados por corrientes fluviales en el Surco de los Flysch.

Unidad de Algeciras o Sucesión Mauritanica

Aflora entre Algeciras y Ronda, en una banda adyacente a las Zonas Internas. Los afloramientos están muy tectonizados, con pliegues e inversiones estratigráficas. Está constituida por areniscas micáceas (Flysch margo-areniscoso-micáceo), procedentes de la erosión de esquistos y rocas micáceas de las Zonas Internas, que se depositaron en un medio tectónicamente activo como abanicos submarinos profundos. Su edad oscila entre el Cretácico superior y el Mioceno inferior (Aquitaniense), y los afloramientos muestran abundantes estructuras de turbidez (flute cast, grove cast, load cast, convolute...). En la Serranía de Ronda reposa sobre el Penibético y sostiene a la Unidad de Nogales y a la del Aljibe.



Figura 6. Vista de la Unidad de Algeciras, entre la playa de Getares y Punta Carnero.

Condiciones de depósito. El depósito se produjo al mismo tiempo que el del flysch margo areniscoso micáceo de la Unidad de Algeciras, pero en sectores más externos, y en un medio más estable. La naturaleza cuarcífera de las Areniscas del Aljibe y su redondeamiento, indica depósitos muy maduros, que han sufrido un largo transporte, capaz de eliminar los fragmentos de roca y minerales como los feldespatos y micas, quedando solo cuarzo y algunas arcillas. Estas características de madurez del sedimento hacen que estos materiales sean poco representativos de un entorno sedimentario sinorogénico.

El redondeamiento de los granos de cuarzo del Aljibe es más propio de depósitos eólicos que marinos profundos. Además, la potencia y extensión de los afloramientos plantea el problema de su procedencia, ya que no se han reconocido arenas similares a las del Aljibe en ningún punto de la región peri-mediterránea, ni de volumen suficiente como para ser su área fuente. Sin embargo, arenas fluviales y eólicas de

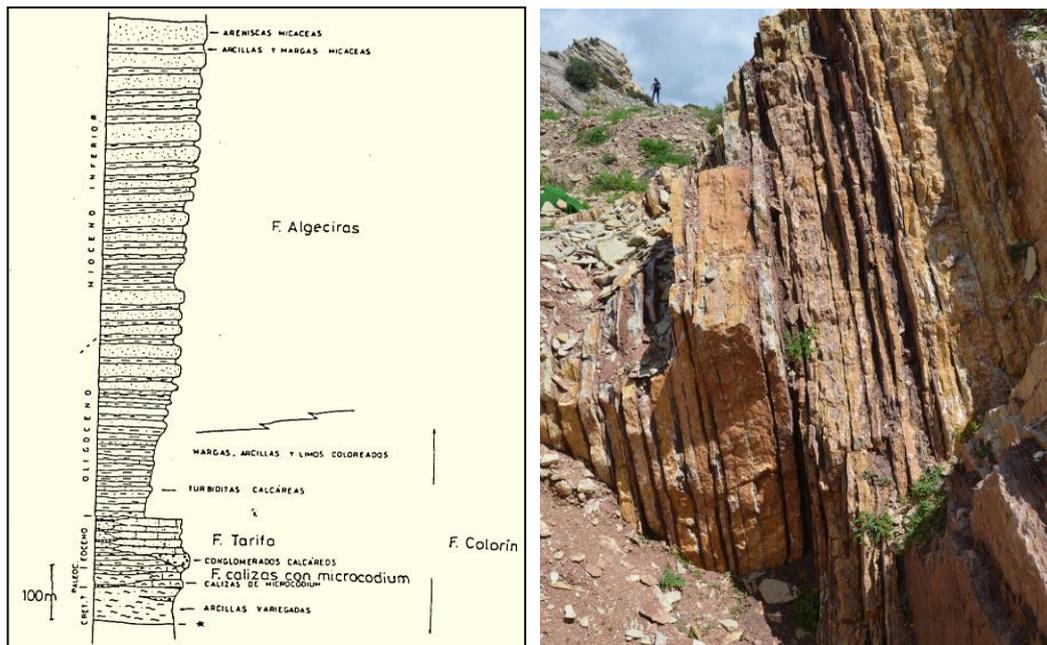


Figura 7. Izquierda: Sección estratigráfica de la Unidad de Algeciras (Martín Algarra, 1987). Derecha: Imagen de los materiales de la Unidad de Algeciras en las proximidades de Tarifa.

Condiciones de depósito. La naturaleza micécea de las areniscas indica un área madre constituida por esquistos y otras rocas micáceas, que son abundantes en los materiales de las Zonas Internas. Los materiales se depositaron en el fondo del talud continental mediante corrientes de turbidez, en forma de abanicos submarinos profundos, en un ambiente tectónicamente inestable (Gutiérrez-Mas *et al.*, 1982).

Los depósitos turbidíticos se producen en zonas de fuerte pendiente, donde las aguas están cargadas de materia en suspensión que incrementan su densidad y causan su deslizamiento pendiente abajo, donde erosionan a la vez que depositan (Fig. 10). En los afloramientos de la Unidad de Algeciras hay numerosas estructuras sedimentarias típicas de los depósitos turbidíticos que, en algunos casos, indican la dirección de las corrientes y en otros sirven como criterios de polaridad estratigráfica. Las principales estructuras sedimentarias observables en estos materiales constituyen la conocida como secuencia de Bouma (Fig. 11): superficies de erosión interna, granoclasificación, laminación paralela de alto régimen, laminación cruzada, laminación contorsionada o convolute, y laminación paralela de bajo régimen, así como marcas de bioturbación y estructuras de corrientes (flute cast, grove cast, load cast, convolute, etc.) (Fig. 9).



Figura 8. Vista de la Unidad de Algeciras en la Playa de Getares (Algeciras).

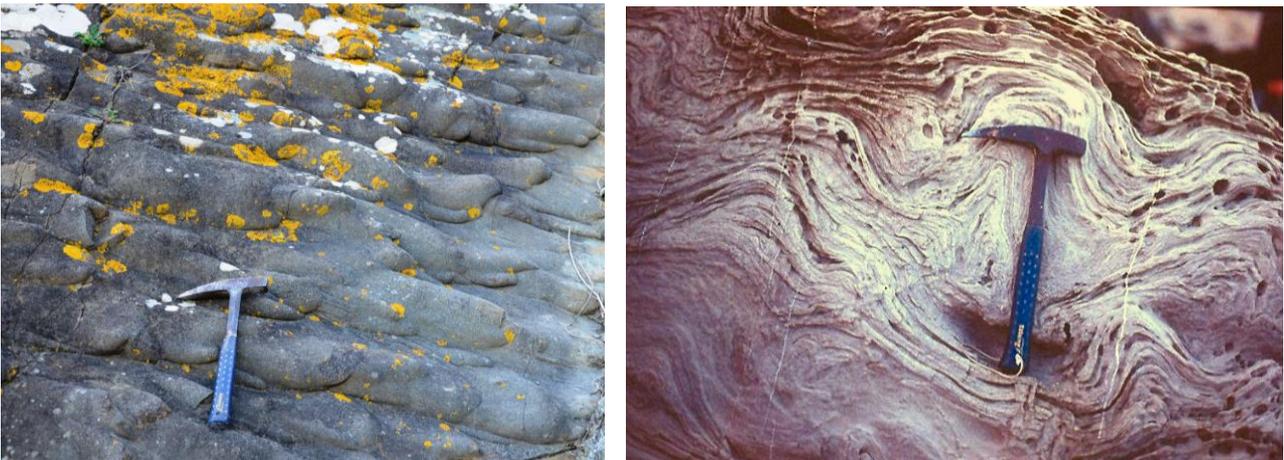


Figura 9. Unidad de Algeciras. Estructuras sedimentarias en Flute mark y Convolute

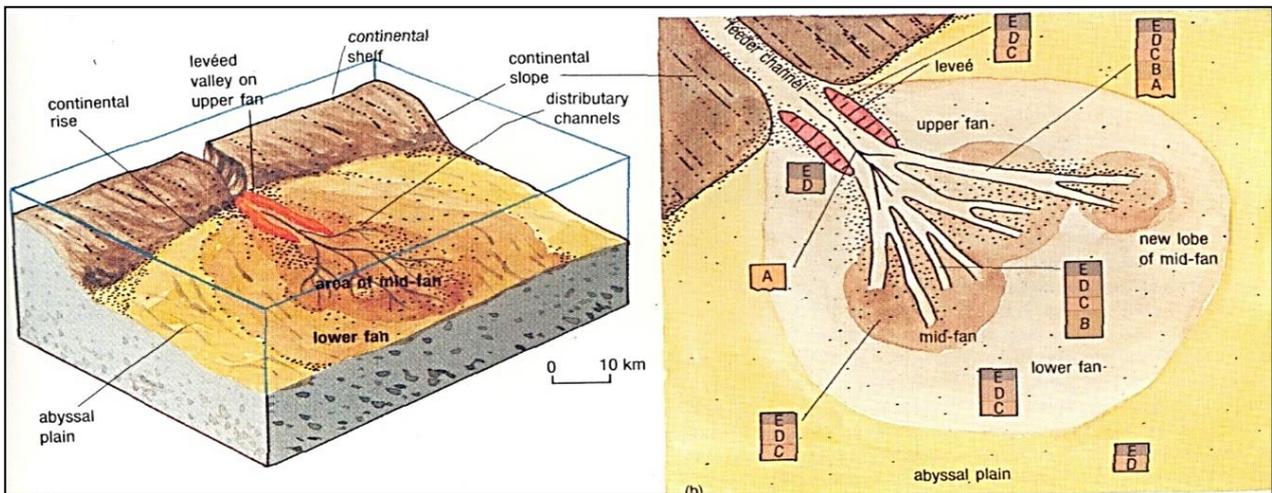


Figura 10. Formación de secuencias turbidíticas en abanicos submarinos profundos del talud continental.

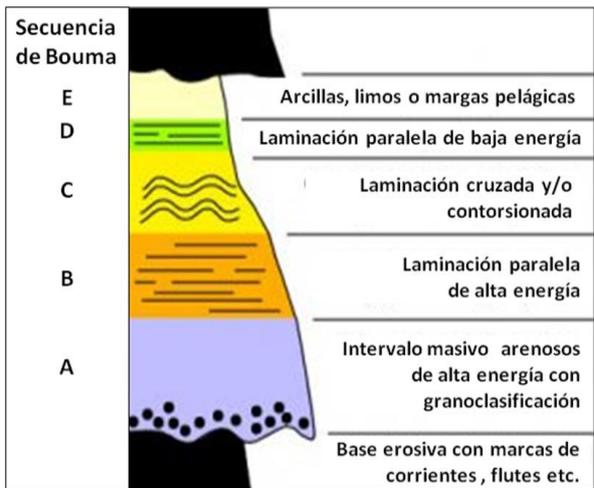


Figura 11. Banco turbidítico con secuencia de Bouma parcial y esquema de secuencia de Bouma completa.

Herramientas de Geólogo: La Brújula

Además del martillo, la otra herramienta esencial para el geólogo es la brújula. Gracias a ella es posible determinar la dirección y buzamiento de cualquier plano o superficie geológica. Es el caso de los estratos sedimentarios, de las estructuras presentes en rocas ígneas y metamórficas y de las fallas y pliegues originados durante la deformación frágil o dúctil de los materiales geológicos. Antes que nada definamos que son la dirección y el buzamiento de una superficie.

Dirección. Ángulo que forma una línea horizontal contenida en la superficie (estrato por ejemplo) con el Norte, medido desde el Norte y en sentido hacia el Este. En el campo se mide con una brújula, y en el mapa con un transportador de ángulos.

Buzamiento. Ángulo que forma la línea de máxima pendiente de un estrato con un plano horizontal. En el campo se mide con el clinómetro de la brújula. Y en el mapa a través del abatimiento del plano vertical que contiene a la línea de máxima pendiente del estrato midiendo el ángulo que ésta forma con la línea horizontal. También a partir de la razón trigonométrica deducible del esquema correspondiente (ver esquema al final del apartado de potencia de un estrato).

El **sentido del Buzamiento** es la dirección del plano vertical que contiene a la línea de máxima pendiente del estrato, medido desde el Norte y en sentido hacia el Este.

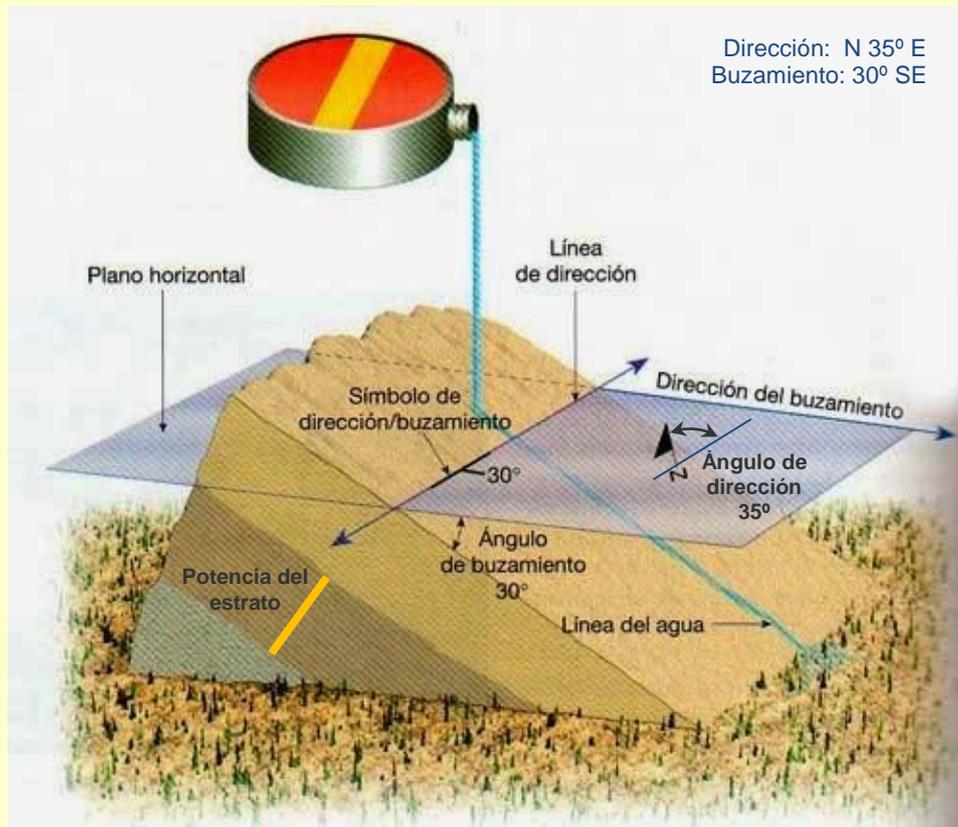


Figura 12. Esquema en el que se representa la dirección, buzamiento y potencia de un estrato

La **Potencia** de un estrato es el espesor del mismo medido sobre un plano perpendicular a su dirección (midiendo sobre otros planos tendríamos distintas potencias o espesores aparentes, no reales). Hay que medirla perpendicularmente a las superficies que delimitan al estrato.

Estructuras singenéticas

De ordenamiento interno

Laminación horizontal.- Ligada a velocidades de corriente elevadas. Al disminuir la velocidad el sedimento se deposita de forma ordenada. Se presenta en arenas de grano fino a medio, en medios marinos someros y en zonas profundas ligadas a corrientes de turbidez. Dentro de las láminas se puede observar granoclasificación. No informa sobre la dirección y sentido de la corriente, ni proporciona criterios de polaridad.

Estratificación cruzada.- Diverso origen. Con frecuencia se asocia a desplazamiento de *ripples marks* en dirección y sentido de la corriente. Se presenta en arenas, y con menor frecuencia en materiales de grano más fino. Indica dirección y sentido de la corriente, y también es criterio de polaridad (mayor ángulo en el techo que en el muro del estrato).

Estratificación gradada.- Ligada a depósitos causados por flujos rápidos, que transportan gran cantidad de sedimentos de diverso tamaño, depositándose en primer lugar los gruesos. Son frecuentes en turbiditas de las series flysch. Aporta criterios de polaridad y, a veces, dirección de la corriente. Fig. 13



Laminación horizontal



Estratificación cruzada



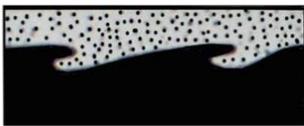
Estratificación gradada



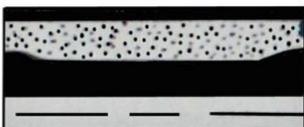
En la superficie de estratificación

Flute cast.- Marcas producidas por clastos arrastrados por la corriente sobre fondos blandos, que constituye el techo del estrato subyacente (flute mark), y que se conserva en el muro del estrato superior (flute cast). Son típicos de series turbidíticas, aunque no exclusivo de ellas.

Grove cast, Prod cast.- Marcas continuas (grove cast) o discontinuas (prod cast), producidas por clastos u objetos arrastrados por la corriente fondos blandos. Se conservan en el muro del estrato superior. Indican dirección de la corriente y también son criterios de polaridad. Fig. 14



Flute cast



Grove cast



Prod cast



Estructuras diagenéticas

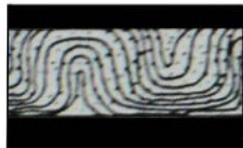
Load cast.- Deformaciones de la base de los estratos por efecto de cargas desiguales. Se dan en materiales que todavía están hidratados y son capaces de fluir bajo la presión de una carga. Indican polaridad pero no dirección de la corriente.

Convolute lamination.- Estructura de interplegamiento en un estrato que originariamente tenía laminación horizontal. Su origen está relacionado con el deslizamiento de sedimentos de naturaleza plástica y a deformaciones de cargas al depósito, así como a la pérdida de agua del sedimento. Se presentan en arenas de grano medio, asociadas a medios donde se generan corrientes de turbidez, pero también en llanuras de mareas, deltas y medios fluviales.

Fig. 15



Load cast



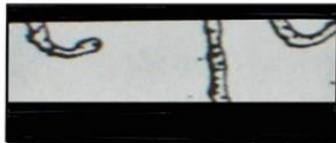
Convolute lamination



Orgánicas

Burrows.- Causadas por galerías excavadas en los sedimentos por organismos sobre fondos inicialmente blandos. Pueden presentar formas diversas. Pueden ser criterios de polaridad.

Pistas.- Huellas o marcas dejadas por organismos sobre sedimentos que inicialmente fueron la superficie de un fondo blando. Son buenos criterios de polaridad. La marca queda sobre el muro del estrato superior. Fig. 16



Burrows



Pistas



El Peñón de Gibraltar y sus equivalentes

Por su relevancia morfológica y particularidades, merece la pena hacer referencia al Peñón de Gibraltar (Fig. 17). Este promontorio, a diferencia del terreno que le rodea, el flysch margo-areniscoso-micáceo de las Unidades del Campo de Gibraltar, está constituido por materiales carbonatados de edad jurásica, que recuerdan más a los materiales subbéticos que afloran al Norte de la provincia de Cádiz.

Se conocen otros bloques de distinto tamaño y de litología parecida, entre los que destaca el afloramiento de la cantera de los Pastores, junto a Algeciras (Martín-Algarra *et al.*, 1993). Estos muestran series

estratigráficas de edades entre el Triásico y el Mioceno inferior, aunque predominan los materiales calcáreos jurásicos.

Durand Delga (1972) y Didón et al. (1973) incluyeron estas unidades en un conjunto que denominan Taríquides, que incluye el Yebel Musa, al otro lado del Estrecho. La atribución paleogeográfica de los Taríquides no está resuelta. Martín Algarra (1987) considera que representan la terminación occidental de la porción más interna de la Zona Subbética, en un sector de la cuenca adyacente al Surco de los Flyschs.

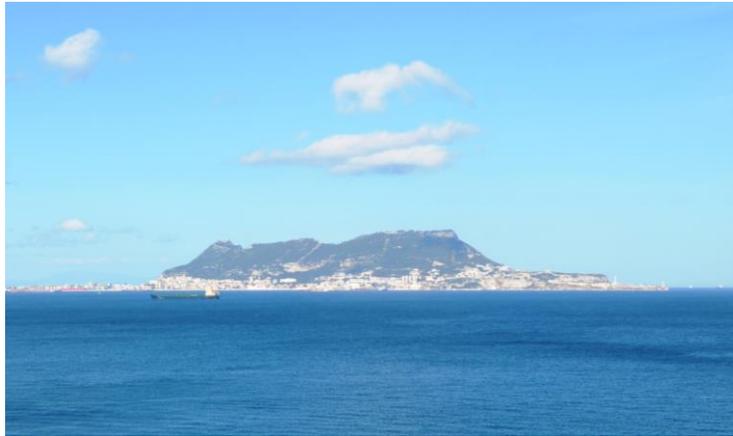


Figura 17. Imagen del Peñón de Gibraltar desde la Playa de Getares (Algeciras).

Parque Natural del Estrecho

El Parque Natural del Estrecho (Fig. 18) se localiza en la costa meridional de la provincia de Cádiz, dentro de la comarca del Campo de Gibraltar, en los términos municipales de Tarifa y Algeciras. Hasta la fecha es el último Parque Natural incluido en la Red de Espacios Naturales Protegidos de Andalucía (RENPA), ya que fue declarado en el año 2003, con el objetivo de compatibilizar la preservación de los hábitats de gran interés ecológico de la zona y el desarrollo socioeconómico de la misma. Posee una superficie de 19.127 Ha, de las cuales aproximadamente un 52% corresponde a zona terrestre y el 48% restante a zona marina, constituyendo un Parque Natural Marítimo-Terrestre.



Figura 18. Localización del Parque Natural del Estrecho y los diversos espacios protegidos que incluye (modificado de Consejería de Medio Ambiente, 2002)

Este Parque Natural constituye un espacio singular enclavado entre dos continentes (Europa y África) y entre dos mares (océano Atlántico y mar Mediterráneo). Precisamente la riqueza natural de esta zona se debe en gran parte a su privilegiada situación, que confiere al espacio características de ecotono (área de transición natural entre dos ecosistemas) y un papel fundamental como zona estratégica en los procesos migratorios tanto de aves como de especies marinas. Por este motivo el parque está declarado ZEPA (Zona de Especial Protección para las Aves) según la Directiva Europea 79/409/CEE de conservación de las aves silvestres. El gran valor ambiental de la zona se plasma en la presencia de ecosistemas muy diversos, con numerosos puntos de interés ecológico, geomorfológico e histórico y una elevada riqueza paisajística, que incluye una gran diversidad de ambientes tanto litorales como continentales: playas, dunas, acantilados, plataformas rocosas, marismas, lagunas costeras temporales, fondos marinos arenosos y rocosos, sierras, piedemontes, etc.

La zona situada entre Tarifa y Punta Carnero constituye un tramo costero rectilíneo, controlado por una falla (Gracia, 1999) y caracterizado por la presencia de relieves alomados hacia el interior (Cerros del Estrecho) y por el desarrollo continuo de acantilados en el litoral. Los materiales que conforman los afloramientos costeros pertenecen al Complejo del Flysch del Campo de Gibraltar y están formados por alternancias de estratos de areniscas y margas. Estos estratos aparecen fuertemente deformados y replegados, de manera que en la costa es habitual encontrar los estratos de arenisca formando acantilados verticales (Figura 19), a menudo con plataformas rocosas a su pie. Dado que las areniscas son rocas de cierta resistencia, mientras que las margas son fácilmente erosionables, la labor erosiva del oleaje ha producido el desgaste de las margas pero no de las areniscas, en un proceso denominado “erosión diferencial”. El resultado de estos procesos en las plataformas rocosas hace que en bajamar los rebordes de arenisca aparezcan alineados y separados por pasillos margosos que quedan inundados por el agua. En algunas zonas los estratos se disponen perpendicularmente a la costa, de forma que la erosión diferencial da lugar a una alternancia entre promontorios areniscosos y entrantes margosos. Cabe señalar en esta zona la presencia de terrazas marinas del Pleistoceno superior que alcanzan alturas superiores a los 20 m (Zazo et al., 1999), consecuencia de la elevación tectónica del área del Estrecho de Gibraltar en épocas recientes.



Figura 19. Acantilado y plataforma rocosa en las proximidades de Punta Canales.

Parada 2. El Estrecho de Gibraltar

El Estrecho de Gibraltar es un corredor rectilíneo de dirección ENE-WSW de unos 14 km de anchura y una profundidad máxima que alcanza los 900 m en algunos lugares (Fig. 20), aunque en el lado atlántico se reduce rápidamente a 400 m y a tan solo 290 m entre Punta Paloma y Punta Malabata (espacio conocido como Umbral de Camarinal). Desde un punto de vista geográfico, el Estrecho de Gibraltar es una zona de enorme importancia geoestratégica, que tuvo un gran protagonismo durante la 2ª Guerra Mundial y que en la actualidad supone una conexión marítima fundamental, registrándose el paso de casi 300 barcos diarios y más de 100.000 al año.



Este corredor comunica dos masas de agua con características muy diferentes: aguas frías moderadamente saladas del Atlántico con aguas cálidas de mayor salinidad procedentes del Mediterráneo. El mar Mediterráneo está sometido a un clima de altas temperaturas, que provoca una intensa evaporación y pérdida de agua, que se compensa con la entrada de aguas atlánticas. En el Estrecho se produce así una intensa mezcla de aguas. Por un lado, el agua

Figura 20. Fisiografía actual del estrecho de Gibraltar.

atlántica superficial entra a una velocidad que puede superar 1,5 m/s (García Lafuente, 2000). El agua mediterránea, más densa por ser más salina debido a la evaporación, circula a menor velocidad por el fondo del Estrecho, saliendo hacia el Atlántico y barriendo los fondos que rodean la fachada atlántica de la península Ibérica. La zona de separación o interfaz entre ambas corrientes (Fig. 21) se sitúa generalmente entre 100 y 150 m de profundidad, si bien es más profunda en el Oeste que en el Este y en el Sur que en el Norte (Candela, 1991).

A esto hay que superponer las mareas, que son intensas en el Golfo de Cádiz, pero que son prácticamente inexistentes en el lado mediterráneo, cambios en dirección e intensidad del viento, diferencias de presión atmosférica entre ambos mares, etc. Todo eso hace que el sistema de corrientes en el estrecho sea muy complejo y objeto de numerosos estudios (Yanguas, 2013). Paralelamente, el efecto embudo acelera la velocidad de los vientos que comunican ambas masas de agua, especialmente el procedente del Mediterráneo (levante), que llega a alcanzar rachas huracanadas con cierta frecuencia (> 100 km/h).

El Estrecho se localiza sobre la zona central y estrecha, de uno de los arco orogénico de mayor curvatura que se conoce donde diferentes estilos tectónicos confluyen (Balanya et al., 2007). Durante el periodo Messiniense (hace unos 6 millones de años), diversos movimientos tectónicos cerraron los pasos que comunicaba el Mediterráneo con el Atlántico, situados al norte y sur de las cadenas Béticas y Rifeñas, respectivamente, (Fig. 22).

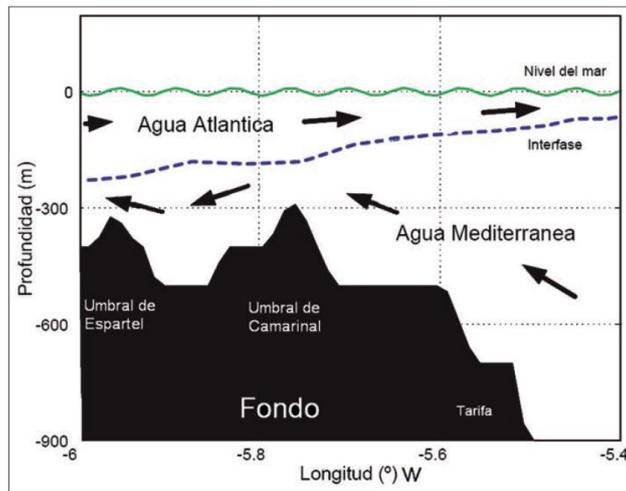


Figura 21. Sección longitudinal del estrecho de Gibraltar con la distribución de aguas atlántica (más superficial) y mediterránea (más profunda). Grupo de Oceanografía Física de la UCA.

Hecho que se demostró en 1970 cuando se analizaron los testigos de sondeos extraídos por el barco de investigación oceanográfica Glomar Challenger, que mostraban sedimentos carbonatados, sulfatados y sales, indicadores de medios de poco profundos, donde se produjo el depósito de un enorme volumen de evaporitas, debido a la precipitación por evaporación de salmueras, lo que solo pudo producirse si el Mediterráneo se hubiera secado por evaporación. La intensa evaporación en la cuenca mediterránea hizo descender el nivel de las aguas de manera continuada. El mar Mediterráneo se transformó poco a poco en un conjunto de lagos hipersalinos. El mar de Alborán quedó casi desecado, con un nivel de las aguas unos 1000 m más bajo que en la actualidad, lo que hizo que los ríos que desembocaban en él excavaran profundos cañones (herencia de los cuales son los actuales desfiladeros de las Buitreras en Gaucín, Tajo de Ronda, los Gaitanes en el Guadalhorce, etc.).

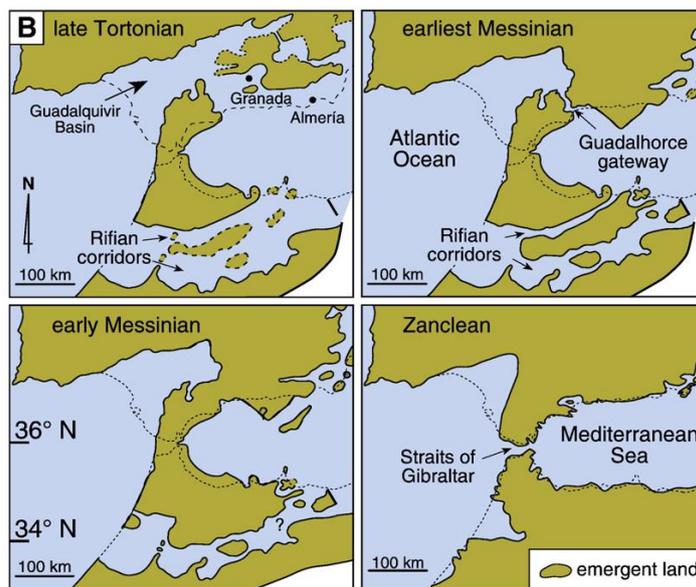


Figura 22. Evolución paleogeográfica de las cordilleras béticas finales del Tortoniano (8 m.a) hasta la actualidad (Martín et al. 2009)

La barrera montañosa que los separaba del Atlántico debió de ser pequeña y de escaso relieve (Fig. 22), afectada por los frentes meteorológicos y las lluvias procedentes del Atlántico. Los ríos excavados en ese relieve que se dirigían al Mediterráneo debieron tener gran pendiente y fuerte poder erosivo, provocando

erosión remontante. Huellas de esa erosión se conservan hoy día en el cañón submarino de Algeciras, que alcanza los 700 m de profundidad en menos de 12 km. Estos procesos erosivos actuaron durante al menos 600.000 años, provocando la incisión de valles que finalmente conectaron el Atlántico con la cuenca mediterránea desecada (Blanc, 2002), posiblemente facilitada por una fase de mayor actividad tectónica y reajuego de fallas a favor de las cuales se produjo la erosión fluvia.

La entrada de agua del Atlántico al Mediterráneo fue catastrófica, en forma de una gran catarata (Fig. 23 arriba) compuesta por varios saltos de agua escalonados, con una velocidad de flujo que se estima pudo ser superior a los 100 m/s (Blanc, 2002). Huellas de esos saltos de agua se observan en las morfologías del fondo marino del estrecho, en forma de grandes pozas escalonadas separadas por rebordes arqueados (Fig. 23, abajo). El llenado completo del Mediterráneo con agua atlántica pudo durar varios años, y ya durante el Plioceno se había completado, hace 5,3 millones de años (Fig. 6c), alcanzando una configuración a grandes rasgos similar a la actual (Rodríguez Vidal y Gracia, 2004).

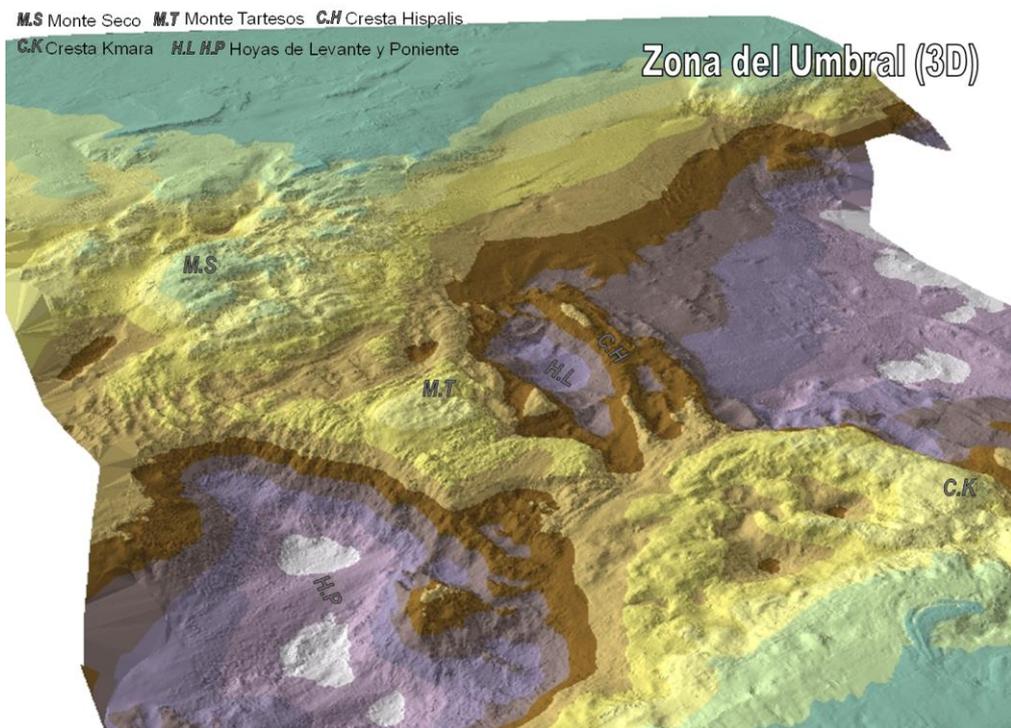


Figura 23. La catarata de Gibraltar. Arriba, ideada por Guy Billout (en Brown et al., 1988). Abajo, huellas de grandes pozas en el fondo marino del estrecho (Luján et al., 2011).

Parada 3. Montera del Torero

El Parque Natural de los Alcornocales

El Parque Natural de Los Alcornocales es el mayor de la provincia de Cádiz, aunque incluye también una pequeña porción de la provincia de Málaga. Es el tercer espacio natural protegido de Andalucía en extensión, con unos 1.700 Km² de sierras y lomas agrestes, aunque de cotas no muy elevadas, generalmente inferiores a los 1.000 m de altitud. Desde un punto de vista socioeconómico, la superficie del área de influencia es de unos 4.700 km², constituida por 17 términos municipales incluidos en el Parque, desde Algar hasta Algeciras.

El clima del parque natural es típicamente mediterráneo (inviernos fríos y lluviosos y veranos secos y cálidos), aunque aparece suavizado por una fuerte influencia oceánica determinada por su posición geográfica entre dos grandes masas de agua, el océano Atlántico y el mar Mediterráneo. La precipitación media anual oscila entre los 665 y los 1.400 mm. En verano, los frecuentes vientos de levante, cargados de humedad proveniente del mar Mediterráneo, provocan nubes de estancamiento en las sierras, aliviando en gran medida el rigor de la sequía estival.

El parque natural Los Alcornocales fue declarado como tal en 1989 con objeto de promover la explotación sostenible de los recursos forestales y el mantenimiento de su biodiversidad. Los principales recursos en la región son la extracción del corcho del alcornoque (*Quercus suber*), la ganadería extensiva (principalmente ganado vacuno retinto) y la recolección de ramas de brezo de escobas (*Erica scoparia*) para la fabricación de sombrillas y cercas. Otras actividades de la zona incluyen la caza mayor (ciervo y corzo), la recolección de cepas de turel o brezo cucharero (*Erica arborea*) para la obtención de madera de calidad utilizada en la fabricación de pipas de fumar y, desde hace menos de dos décadas, el turismo rural y ecológico (Coca et al., 2001). Las formaciones vegetales más conocidas de la zona son los extensos alcornocales, que le dan nombre al parque natural, los densos quejigares y los canutos o bosques lauroides de valles profundos y gargantas angostas, así como los acebuchares sobre bujeos (suelos arcillosos) y piedemontes.

El relativo alto grado de conservación de estos bosques fue refrendado en 2001 por un grupo de naturalistas y científicos de reconocido prestigio reunidos por la revista Biológica que, con motivo de la celebración del Día Forestal Mundial, calificó al Parque Natural de Los Alcornocales como “el mejor bosque de España”. Este Parque Natural incluye además otro tipo de vegetación extremadamente valioso en cuanto a la biodiversidad de su flora, como es la herriza o brezal mediterráneo.

Situación geológica

El Parque de Los Alcornocales está conformado por un conjunto de sierras labradas sobre areniscas silíceas oligocenas y miocenas del flysch del Campo de Gibraltar (Hernáiz et al., 1990; Pendón, 2004). La mayoría de las sierras forman unidades cabalgantes sobre un substrato plástico de edad variable (arcillas y evaporitas triásicas, margas y arcillas del Cretácico Superior – Paleógeno, etc.). Destacan la Sierra del Aljibe en el sector nororiental del parque (con su cumbre en el Pico del Aljibe, 1092 m, así como el conocido Picacho, de 884 m), las Sierras de Montecoche y del Niño en el sector central (con el pico Cruz Romero de 780 m de altitud), y las sierras de Luna y de Ojén en el sector meridional (con su cumbre en el Pico Utrera, 718 m).

La mayoría de los numerosos escarpes que jalonan las cumbres de las principales sierras del parque, así como las laderas abruptas de los valles más angostos, muestran extensos afloramientos de areniscas miocenas (Areniscas del Aljibe).

Procesos de alteración

Su exposición a una elevada pluviometría y a temperaturas ambientales relativamente suaves, o incluso altas, propicia los procesos de alteración y meteorización de las rocas, que alcanzan una gran intensidad en la zona.

A gran escala, la fracturación de estas rocas condiciona el desarrollo de estos procesos. Los grandes bancos de areniscas presentan una fracturación y diaclasado con espaciados importantes, de uno a varios metros, a favor de la cual la meteorización progresa con mayor rapidez. Los bloques paralelepípedicos resultantes de la intersección entre varias familias de diaclasas y los planos de estratificación se meteorizan con mayor velocidad en los vértices, más lentamente en las aristas, y muy lentamente en las caras. El resultado es la generación de relieves turrículos con bordes redondeados, a veces aislados debido a procesos de erosión diferencial. Estas formas acastilladas (Fig.24), donde proliferan los pasillos, abrigos, etc., son especialmente espectaculares en las cumbres de la Sierra del Aljibe, cerca de Alcalá de los Gazules.

La presencia de sales y los procesos de haloclastismo acompañantes acentúan especialmente la alteración de las areniscas. Por esta razón las morfologías de meteorización más espectaculares se observan en o cerca de la costa: Cabo de Camarinal y Cabo de Gracia (en Zahara de los Atunes), Punta Paloma y Cabo de la Peña (Tarifa) y especialmente la Montera del Torero (Los Barrios), un forma acastillada atravesada por un gran túnel rocoso excavado sobre estratos verticales de areniscas (Fig.24). Su erosión parcial ha dado lugar a la caprichosa morfología a cuyo origen alude. En ella las meso y microformas de alteración presentan gran variedad y desarrollo (Fig. 25). El túnel está orientado y abierto preferentemente a levante, dirección de la que vienen los vientos dominantes cargados de sales procedentes de la costa mediterránea. El viento de poniente también ha favorecido la apertura de otra oquedad en el lado opuesto; el crecimiento de ambas y su conexión final dio lugar al túnel que atraviesa la Montera.

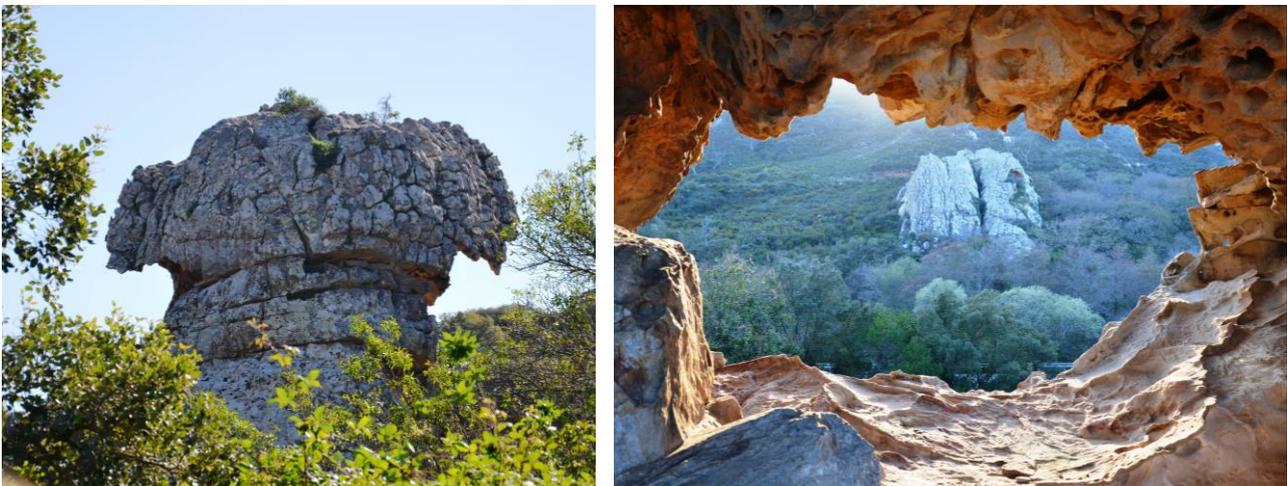


Figura 24. vistas frontal y túnel en el interior de la Montera del Torero.

A pequeña escala, los factores locales condicionan el desarrollo de meso y microformas de meteorización. El grado de laminación interna de las areniscas, su exposición (solana/umbría), su localización a barlovento o sotavento de las sierras, su proximidad al mar, etc., hacen que la intensidad de los procesos varíe mucho de unos puntos a otros. La microfracturación de la roca favorece el desarrollo de la meteorización a favor de las discontinuidades, dando lugar a pavimentos rocosos y a superficies afectadas por fracturación poligonal (Fig. 25A).

En superficies verticales, directamente expuestas al viento que trae partículas salinas, son comunes las oquedades profundas y abrigos, llamados tafoni (tafone en singular, palabra de origen corso) (Fig. 25B), desarrollados sobre grandes bancos de areniscas. Estas formas son muy comunes a lo largo del parque (Fig. 8B). El efecto disruptor de la sal genera muchas pequeñas oquedades que dan a la roca un aspecto de panal de abeja; son los alveolos (Fig. 25C y E), que a menudo se desarrollan en el interior de tafoni.

Por último, las gnammas o vasques son pequeñas depresiones y oquedades excavadas sobre superficies horizontales (Fig. 25D), aunque en el parque son raras dada la escasez de superficies horizontales sobre areniscas desnudas. No es rara la conexión o unión de oquedades, superposición de formas de distintas escalas, ni la aparición de costras y manchas de óxidos que han circulado durante la diagénesis a través del espacio poroso y de fracturas (anillos de Liesegang, Fig. 25 F).

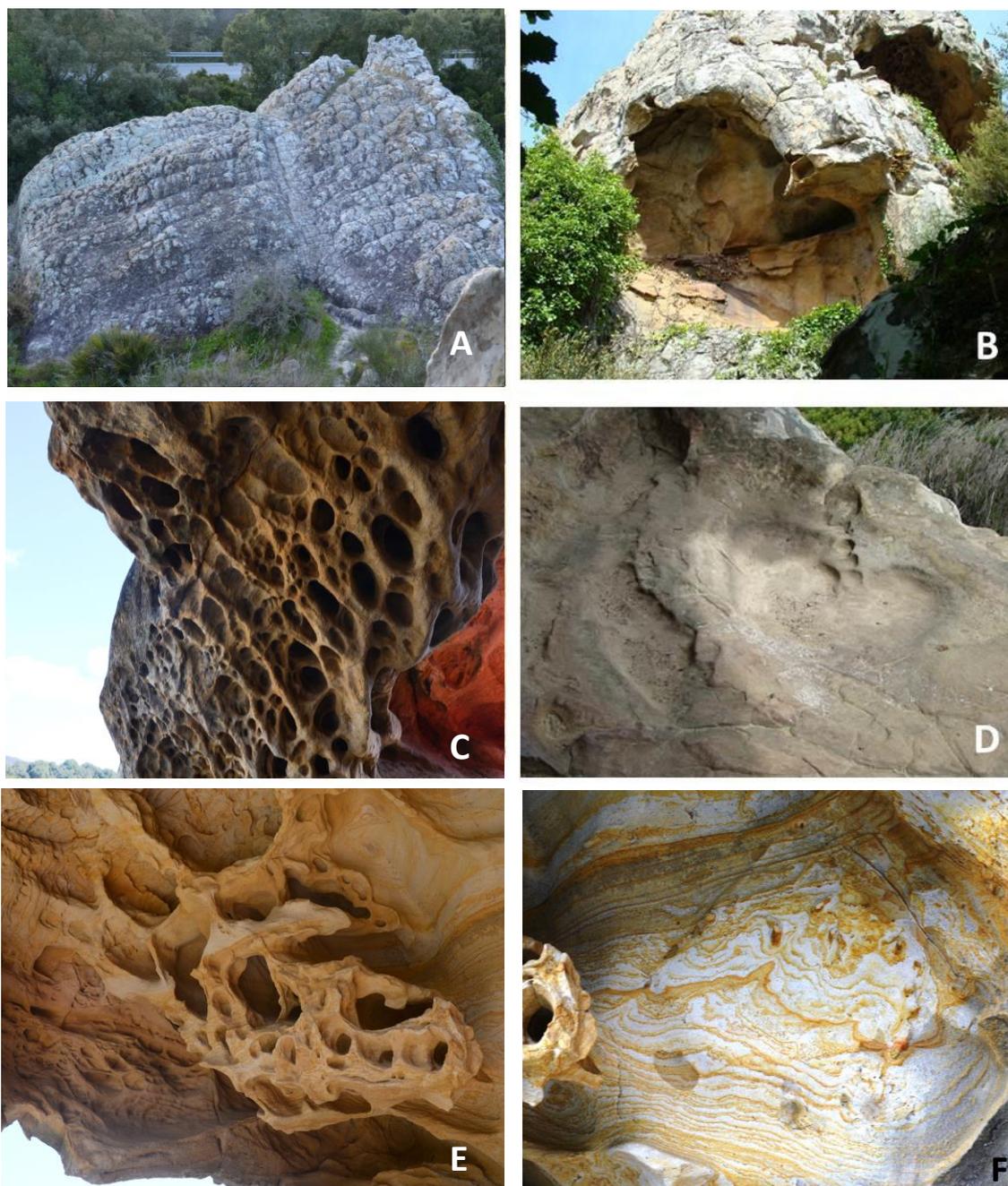


Figura 25. Morfologías de meteorización y diagénesis en el entorno de la Montera del Torero. A, Fracturación poligonal; B, Tafone; C, Alveolos; D, Gnamma o vasque. E, Alveolos avanzados; F, anillos de Liesegang

Parada 4. Canuto de Valdeinfierno

En las gargantas y barrancos umbríos desarrollados sobre areniscas del Aljibe se localiza un tipo singular de bosque templado-cálido y húmedo configurándose un conjunto conocido localmente como canuto. Es muy característico de esta región y extremadamente interesante desde un punto de vista florístico y biogeográfico (Ojeda et al., 2000). Estos bosques albergan una gran diversidad de especies relictas desde el Terciario, tanto pteridofitas (helechos) como angiospermas arbustivas y arbóreas de hoja lauroide, que constituyen auténticos fósiles vivos. El ejemplo más representativo de especie relictas de los canutos es el ojaranzo o *Rhododendron ponticum* subsp. *baeticum* (Fig. 26). También se encuentran poblaciones naturales de laurel (*Laurus nobilis*) cuya mayor similitud genética con el laurel macaronésico (*L. azorica*) frente a otras poblaciones europeas de *L. nobilis* (Arroyo-García et al., 2001) refleja el papel de esta región como refugio biogeográfico pre-mediterráneo.

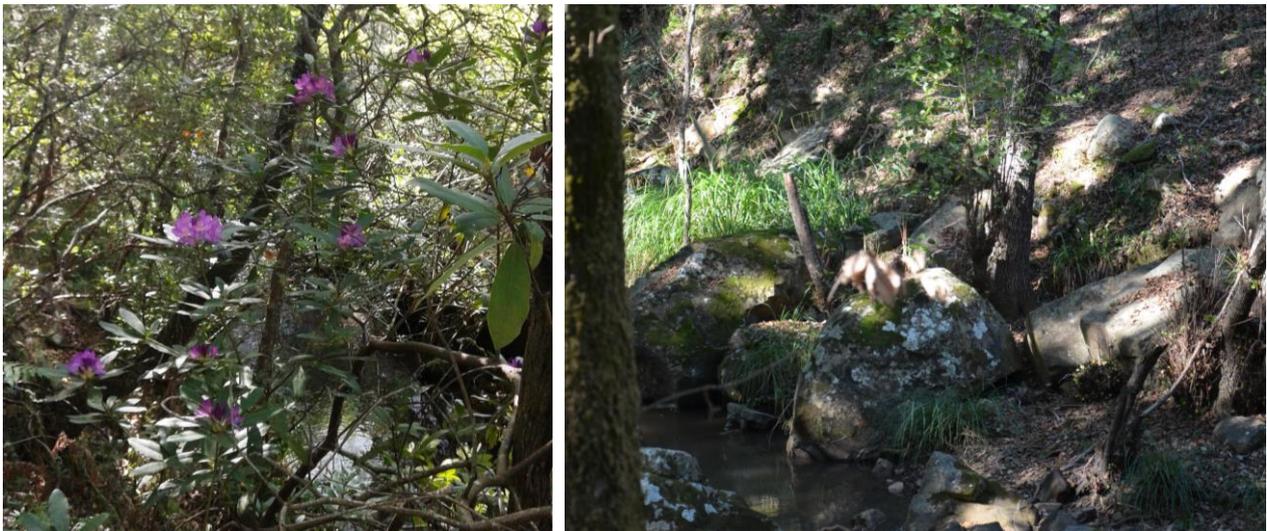


Figura 26. Izquierda, *Rhododendros* en el canuto de Valdeinfierno. Derecha, *Arboles partidos en el cauce*.

Las laderas del parque de los alcornocales probablemente constituyen uno de los elementos geomorfológicos más abundantes e interesantes. Aunque en su mayoría se trata de laderas regularizadas y estables, muchas de ellas presentan una evolución compleja, ligada a fases climáticas anteriores diferentes de las actuales. En diversos puntos del parque, y especialmente en su sector meridional, se identifican potentes depósitos coluviales antiguos, formados por acumulaciones de grandes cantos y bloques poco redondeados y flotantes sobre una matriz arenoso-conglomerática a limoarenosa. Sus características son propias de flujos de alta densidad, propios de climas muy húmedos (Gracia et al., 2008). Estos depósitos relictos parecen asociados a episodios climáticos más húmedos que los actuales, muy probablemente correspondientes a distintos momentos dentro de la última glaciación, Würm. Durante las fases frías cuaternarias este sector pudo registrar una mayor intensidad de las precipitaciones, que habrían provocado la movilización de numerosos bloques y fragmentos en las laderas, favorecida por etapas previas de intensa meteorización de las areniscas expuestas en los escarpes estructurales.

En la actualidad, los movimientos de masas son relativamente frecuentes en el parque, a pesar del elevado porcentaje de superficie cubierto por vegetación arbórea. Son comunes las acumulaciones de grandes bloques caídos en los cauces de desfiladeros y cañones como los del río Hozgarganta en Jimena de la Frontera, el arroyo Guadalmesí o el río de la Miel en Algeciras. Por otro lado, también se aprecian abundantes indicadores de procesos de reptación (*creep*) y de soliflucción, como árboles desviados o especialmente estratos verticales de pizarras deformados en superficie, laderas con perfil ondulado, etc.

Estos procesos son comunes en las sierras del sector meridional del parque, favorecidos por la litología del substrato (lutitas alternantes con finas capas de areniscas del flysch del Campo de Gibraltar).

Desde un punto de vista hidrológico, el importante desarrollo de suelos y la alta densidad de vegetación inhiben la circulación libre de agua en la superficie de las laderas (Fig. 27). A excepción de algunas zonas desprovistas de vegetación debido al substrato desfavorable (como los afloramientos de yesos triásicos de Alcalá los Gazules), prácticamente no existen micro y mesoformas de erosión como regueros o cárcavas dentro del parque. Tan sólo se aprecia, especialmente en laderas del sector meridional del parque, la existencia de pequeñas incisiones rellenas de coluviones cubiertos por la vegetación. La evolución de estas formas pasa por fases de incisión, fases de relleno coluvial y fases de colonización vegetal, muy probablemente ligadas a distintos episodios climáticos como los comentados anteriormente. El agua en las laderas del parque circula predominantemente como interflujo o flujo vadoso en el interior de los suelos y de los coluviones, saliendo al exterior en las zonas bajas de los perfiles (Fig. 27). Los suelos y coluviones de las laderas absorben agua durante la estación húmeda; una parte se infiltra por percolación al acuífero rocoso subyacente, pero otra parte importante se almacena y circula lentamente ladera abajo en el interior del coluvión, alimentando al arroyo o río del fondo del valle.

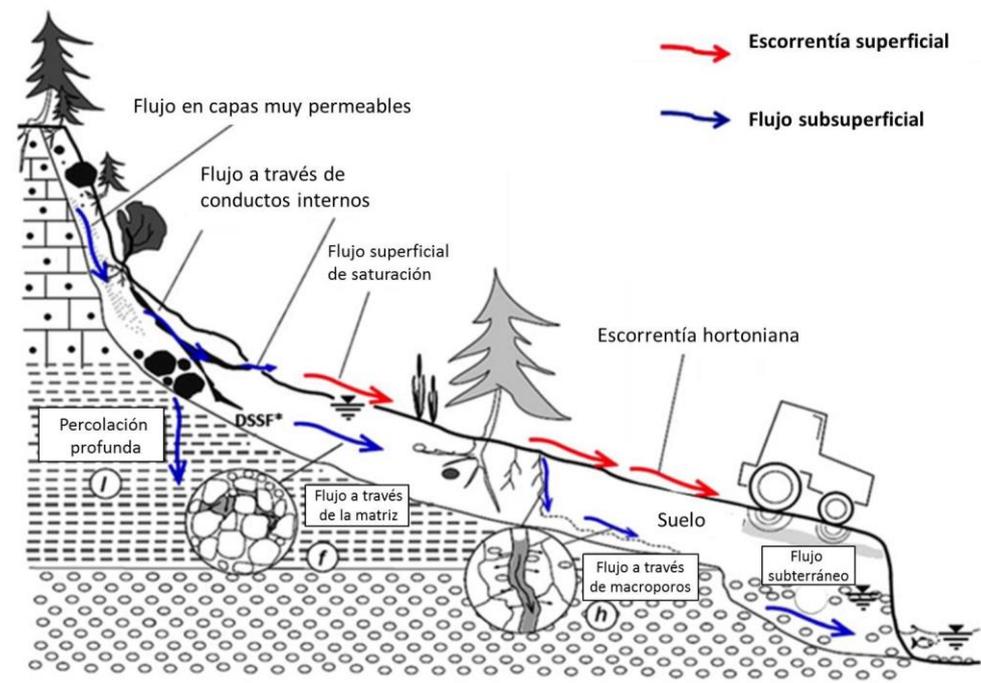


Figura 27. El flujo del agua en las laderas (adaptado de Hümman y Müller, 2013).

Dado el carácter típicamente invernal de las precipitaciones en la zona, hacia el final del invierno muchas laderas se encuentran en buena parte saturadas de agua, por lo que con cada nuevo aguacero la salida al exterior del flujo vadoso se produce en puntos cada vez más altos de la ladera, dando entonces lugar a una circulación superficial de agua que se concentra en las zonas bajas, donde la pendiente es más suave, el nivel freático más alto y la cobertura vegetal más densa. Dominan así los flujos de saturación que, junto con los aportes subterráneos, alimentan de agua a los arroyos durante el periodo estival, de modo que es raro que los principales arroyos del parque se sequen incluso a final del verano. El canuto de Valdeinferno, cercano a la Montera del Torero, es un buen ejemplo de bosque de galería asociado a un arroyo excavado sobre coluviones y laderas de areniscas del Aljibe (Figs. 26 y 28). En él se pueden observar huellas de salida de flujos de agua en las zonas bajas de la ladera próximas al cauce, así como cortes de los coluviones donde se aprecia el tamaño de los grandes bloques de areniscas procedentes de los escarpes superiores.

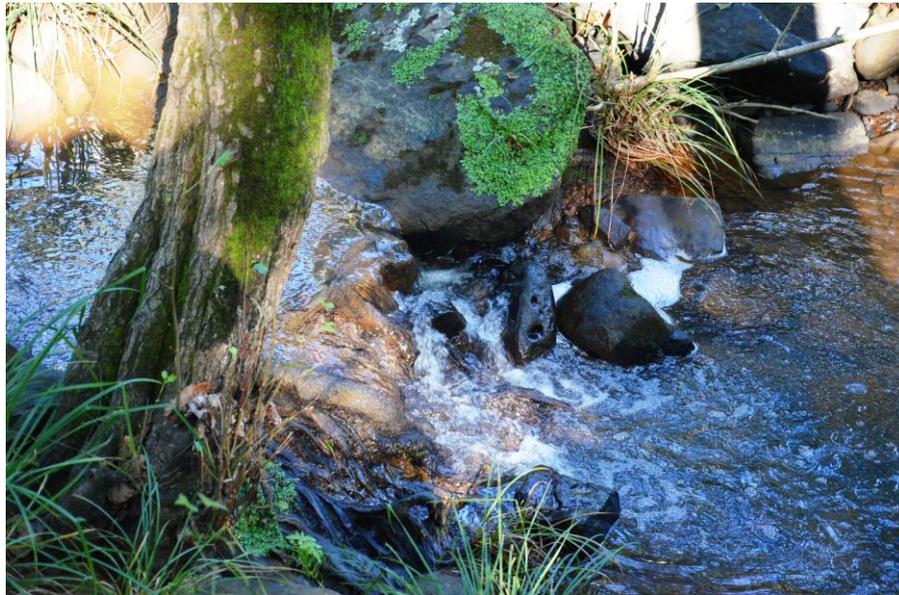


Figura 28. Canuto de Valdeinfierno.

Por otro lado, este cauce es también ilustrativo de las importantes oscilaciones que sufre en nivel del agua a lo largo del año. Durante las crecidas episódicas invernales, el nivel llega a subir varios metros, tal y como se deduce de las numerosas huellas que deja el agua en las proximidades del cauce. Se aprecian pequeños escarpes, cicatrices de erosión, terracillas, etc. También se puede deducir la altura que alcanza el agua del arroyo durante las avenidas por las huellas de daños dejados en los árboles que forman el bosque de galería (Fig.26). Existe un amplio número de huellas que puede dejar el agua de las riadas en los árboles de ribera, y que sirven para reconstruir la altura que alcanzó el flujo en crecidas anteriores (Fig. 29).

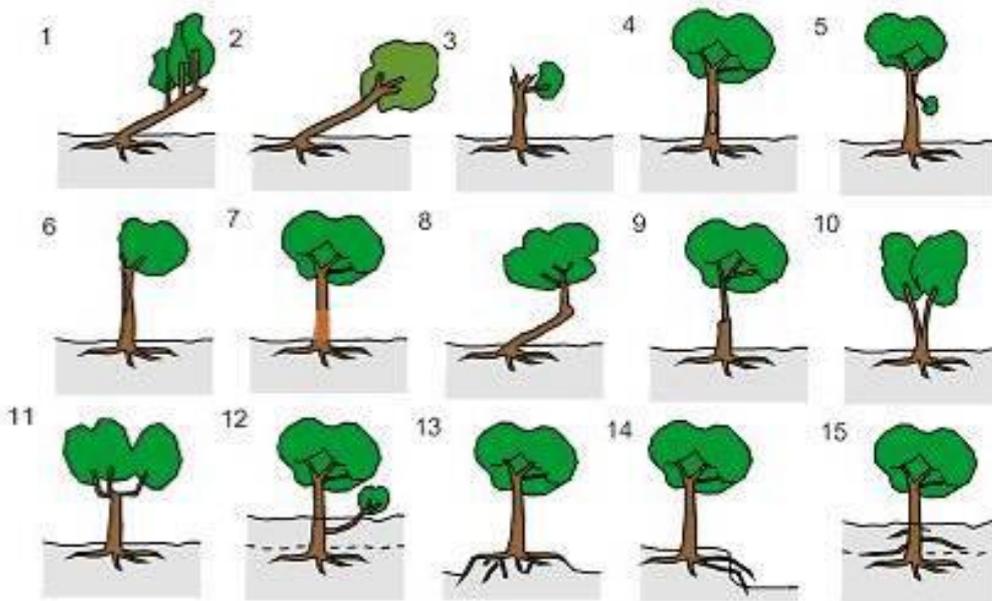


Figura 29. Principales indicios dendrogeomorfológicos macroscópicos de afección por crecidas y avenidas fluviales: 1- árbol en candelabro; 2- pies inclinados; 3- decapitados; 4- descortezados; 5- arranque de ramas; 6- rozamientos por caídas de otros árboles; 7- erosiones; 8- codos y ángulos; 9- estrechamientos bruscos del fuste; 10- bifurcaciones; 11- codos y ángulos en ramas; 12- rebrotes desde troncos enterrados; 13- raíces expuestas; 14- raíces flotantes; 15- nuevas raíces desde troncos enterrados (Díez-Herrero et al., 2008).

El conocimiento del momento en que se produjo la avenida que afectó al árbol puede conocerse tomando una muestra de rama o tronco seco y cortando una rodaja. Los anillos muestran deformaciones muy características asociadas a estos fenómenos energéticos. Dado que cada anillo representa un año de crecimiento en anchura del árbol, el contaje de anillos permite identificar cuánto tiempo ha pasado desde las últimas riadas más importantes. Todos estos aspectos son estudiados por la dendrogeomorfología, ciencia de reciente desarrollo y que se está aplicando a numerosos valles españoles, con muy buenos resultados (Díez-Herrero et al., 2008). A lo largo del canuto de Valdeinfierno también pueden observarse otras formas características de cauces permanentes, como la acumulación de grandes bloques en el lecho, caídos desde las laderas y que el río no puede arrastrar pero sí pulir y suavizar, o pozas y marmitas de erosión turbillonar, pequeños rápidos y microcascadas (Fig. 28), etc.

Por último, también existen huellas de las actividades que el hombre desarrollaba en el parque en tiempos históricos recientes, como por ejemplo la fabricación de carbón a partir de los abundantes restos vegetales existentes en los fondos de los valles, entre otros muchos aprovechamientos (Ibarra, 1993).

BIBLIOGRAFÍA

- Arroyo-García, R.; Martínez-Zapater, J.M.; Fernández-Prieto, J.A. y Álvarez-Arbesú, R. (2001). AFLP evaluation of genetic similarity among laurel populations (*Laurus L.*). *Euphytica*, 122, 155-164.
- Balanyá J.C. y García Dueñas, V. 1988. El cabalgamiento cortical de Gibraltar y la tectónica de Béticas y Rif. II Congreso Geológico de España, Simposios: 35-44.
- Balanyá J.C., Crespo-Blanc, A., Díaz-Azpiroz, M., Expósito, I. y Luján, M. (2007). Structural trend line pattern and strain partitioning around the Gibraltar Arc accretionary wedge: insights as to the mode of orogenic arc building. *Tectonics*, v. 26, doi: 10.1029/2005TC001932
- Blanc, P.L. (2002). The opening of the Plio-Quaternary Gibraltar Strait: assessing the size of the cataclysm. *Geodinamica Acta*, 15, 303 – 317.
- Brown, J., Colling, A., Park, D., Phillips, J., Rothery, D. and Wright, J. (1988). The ocean basins: Their structure and evolution. *Oceanography Series* (G. Bearman, ed.), Pergamon Press and The Open University, Oxford, 171 pp.
- Candela, J. (1991). The Gibraltar Strait and its role in the dynamics of the Mediterranean Sea. *Dynamic Atmosphere Oceans*, 15 (3-5), 7313-7335.
- Coca, M.; Alburquerque, F.; Coca, A.; Durán-Bastos, D.; Jiménez, E.; Moreno, J.G. y Barrera, I. (2001). Plan de desarrollo sostenible del Parque Natural Los Alcornocales 2001-2006. Consejería de Medio Ambiente. Junta de Andalucía, Sevilla.
- Didon J., Durand Delga M. et Kornprobst J. (1973). Homologies géologiques entre les deux rives du détroit de Gibraltar. *B.S.G.F.*, (7), XV, n° 2, p. 77-105, I carte en couleurs.
- Díez-Herrero, A.; Ballesteros, J.A.; Bodoque, J.M.; Eguíbar, M.A.; Fernández, J.A.; Génova, M.; Laín, L.; Llorente, M.; Rubiales, J.M. y Stoffel, M. (2008). Mejoras en la estimación de la frecuencia y magnitud de avenidas torrenciales mediante técnicas dendrogeomorfológicas. *Boletín Geológico y Minero*, 118 (4).
- Durand-Delga M. (1972). La courbure de Gibraltar, extrémité occidentales des chaînes alpines, unit l'Europe et l'Afrique. *Ecl. Geol. Helv.*, vol.65-2 p. 267-278.
- Esteras, M., Izquierdo, J., Sandoval, N.G. y Bahmad, A. (2000). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 13 (3-4), 539-550.
- García Lafuente, J.M. (2000). Tide at the eastern section of the Strait of Gibraltar. *Journal of Geophysical Research*, 105(C6), 14197-14213.
- Gracia, J. (1999). El litoral gaditano. En: J.J. Durán y R. Nucho (eds.), *Patrimonio geológico de Andalucía*. Ed. ENRESA, p. 88-95.
- Gracia, F.J.; Ojeda, F. y Macías, A. (2008). El Parque Natural de Los Alcornocales. En F.J. Gracia (Ed.): *Geomorfología de los espacios naturales protegidos de la provincia de Cádiz*. S.E.G. y Univ. de Cádiz, p. 57 – 82. I.S.B.N.: 84-473-7491-3.

- Gutiérrez Mas, J.M.; Martín-Algarra, A.; Navarrete Salvador, A. (1982). Itinerarios geológicos por la provincia de Cádiz. Serv. Publ.Univ. de Cádiz, 202 pp.
- Hernáiz, P.P.; García de Domingo, A.; González Lastra, J.; Zazo, C. y Goy, J.L. (1990). Memoria y mapa geológico de España, E. 1:50.000. Hoja nº 1.074: Tahivilla. Instituto Tecnológico y GeoMinero de España, Madrid, 45 pp.
- Hümann, M. and Müller, C. (2013). Improving the GIS-DRP approach by means of delineating runoff characteristics with new discharge relevant parameters. *International Journal of Geographic Information*, 2(1), 27-49.
- Ibarra, P. (1993). Naturaleza y hombre en el sur del campo de Gibraltar: un análisis paisajístico integrado. Junta de Andalucía, Consejería de Cultura y Medio Ambiente, Agencia de Medio Ambiente, Sevilla.
- Instituto Geológico y Minero de España (2015). Mapa geológico de España y Portugal a escala 1:1.000.000.
- Luján, M.; Crespo-Blanc, A. and Comas, M. (2011). Morphology and structure of the Camarinal Sill from high-resolution bathymetry: evidence of fault zones in the Gibraltar Strait. *Geo-Marine Letters*, 31, 163-174.
- Martín-Algarra, A. (1987). Evolución geológica alpina del contacto entre las Zonas Internas y las Zonas Externas de la Cordillera Bética. Tesis Doctoral, Univ. Granada. Departamento de Estratigrafía y paleontología. 2 Vol.
- Martín-Algarra, A., Márquez-Aliaga A., Solé de Porta N. y J. M. Valenzuela (1993). La serie triásica de los Pastores (Algeciras). *Estudios Geol.*, 49: 21-39.
- Martín, J.M., Braga, J.C. Aguirre J., Puga-Bernabéu, A. History and evolution of the North-Betic Strait (Prebetic Zone, Betic Cordillera): A narrow, early Tortonian, tidal-dominated, Atlantic–Mediterranean marine passage. *Sedimentary Geology* 216 (2009) 80–90
- Ojeda, F.; Marañón, T. y Arroyo, J. (2000). Plant biodiversity in the Aljibe Mountains (S. Spain): a comprehensive account. *Biodiversity and Conservation*, 9, p. 1323-1343.
- Pendón, J.G. (2004). Las areniscas del Aljibe. En R. Nucho, J.J. Durán y M. Vallejo (eds.): *Patrimonio geológico de Andalucía*. Enresa, Madrid, p. 150 – 157.
- Rodríguez Vidal, J. y Gracia, F.J. (2004). Evolución geomorfológica del Sur de Iberia durante el Neógeno y el Cuaternario. En E. Baquedano y S. Rubio (Eds.): *Miscelánea en homenaje a Emiliano Aguirre*. Zona Arqueológica, Museo Arqueológico Regional de Alcalá de Henares, nº 4, vol. I: Geología, p. 124 - 133.
- Sandoval, N.G., Izquierdo, F.J. y Sanz, J.L. (1995). En: *IV Coloquio Internacional sobre el enlace fijo del Estrecho de Gibraltar*. Comunicaciones: 9-18
- Yanguas, F. (2013). El estrecho de Gibraltar. Zona de intercambio de aguas atlánticas y mediterráneas. *Temas Profesionales*, Ministerio de Defensa, 2013(10), 473-484.
- Zazo, C.; Silva, P.G.; Goy, J.L.; Hillaire-Marcel, C.; Ghaleb, B.; Lario, J.; Bardají, T. y González, A. (1999). Coastal uplift in continental collision plate boundaries: data from the Last Interglacial marine terraces of the Gibraltar Strait area (South Spain). *Tectonophysics* 301, 95-109.

geología 16

Cádiz Geología

FINANCIAN

COORDINAN

ORGANIZA



Financia la fundación Española para la Ciencia y la Tecnología-Ministerio de Economía y Competitividad