

Excursión a la Cordillera Bética de la asignatura El Medio Físico Mediterráneo



Participantes

Profesor responsable:

José Enrique Tent Manclús

Profesores:

Antonio Estévez Rubio

José Antonio Pina

Jesús M. Soria

José Francisco Baeza Carratalá

Alumnos (orden de confirmación):

Gabriel Fernando Ballester Lozano

Zoraida Jiménez Mora

Ester Rubio Portillo

Lucía Bonci Cavalca

Estefanía Esther Bracamonte Aranibar

Massoud El Manssur El Jastimi

Juan Sanchez del Amor

Javier Meseguer Menarguez

1. Introducción

La Cordillera Bética constituye, junto al Rif, la parte más occidental de las Cadenas Alpinas Mediterráneas. Forma un cinturón que se sitúa en el Sur y Sureste de la Península Ibérica, con una longitud aproximada de 600 km y una anchura máxima de 200 km. Está limitada al Norte por la meseta Ibérica, y al sur, el mar de Alborán la separa de su cordillera simétrica del Rif.

Clásicamente desde principios del siglo XX se han dividido dos zonas en la cordillera: Zona Interna (parte central) y Zona Externa (zona marginal norte). Las primeras se prolongan por debajo del mar de Alborán en la Zona Interna de la Cordillera del Rif. A una y otra orilla del mar de Alborán los mismos conjuntos de roca reciben nombres diferentes porque forman parte de dos unidades geográficas diferentes.

Los geógrafos dividen la Cordillera Bética en las sierras subbéticas y las penibéticas. Dichos nombres tienen un origen geológico pero su acepción actual es producto de unas confusiones iniciales. Las sierras subbéticas se situarían en una posición más septentrional, comenzando al norte de Antequera y terminando en Denia, mientras que las sierras penibéticas, al sur de las anteriores, comienzan en Tarifa y llegan hasta Cartagena. Si nos fijamos en la etimología de los términos subbético y penibético, (debajo y encima del bético respectivamente), nos preguntamos: ¿Qué es el “bético”? El bético es un término utilizado para designar a la parte axial e interna de la Cordillera utilizado en la *Mission Andaluca*, una misión científica francesa de 1890 al sur de España para encontrar el origen del gran terremoto destructivo de Andalucía de 1884. En los años 20 del siglo pasado el geólogo suizo Blumenthal utilizó por primera vez los términos Subbético y Penibético; el primero para referirse a unos materiales que se encontraban tectónicamente, por falla, debajo del Bético en la zona de Antequera, y Penibético a los que se encontraban tectónicamente superpuestos al Bético. En algún momento entre los años 20 y los 50 se tomaron los dos nombres, sin entender su origen geológico, para separar a grandes rasgos lo que los geólogos llamaban Zona Interna (Penibético) y Zona Externa (Subbético).

Desde un punto de vista geológico la cordillera está formada por unos materiales del orógeno, las zonas Interna y Externa, y otros producto del desmantelamiento del anterior y acumulados en depresiones (cuencas) dentro de éste. Estas cuencas no pueden ser incluidas dentro de las zonas anteriores, formando un conjunto de depósitos superpuestos que reciben el nombre de cuencas neógeno-cuaternarias.

El origen de la Zona Externa era el margen antiguo del sur de la Placa Ibérica por lo que también se le llama paleomargen sudibérico. Por su parte, la Zona Interna es todo lo que se ha ido añadiendo a la placa Ibérica por el sur. Originalmente, la Zona Interna era la parte de la Cordillera más replegada, antigua y metamórfica, mientras que la Zona Externa no era metamórfica y estaba formada por materiales menos deformados. En la actualidad esta clasificación tiene muchos matices que contradicen tal afirmación. Por tanto, aunque a grandes rasgos la Zona Interna es metamórfica y la Externa no, un geólogo siempre dirá que eso no es del todo cierto.

En esta excursión se pretende dar una visión general de la Cordillera Bética. Los paisajes serán descritos desde el punto de vista de las rocas que forman el substrato, de forma que los alumnos podrán poner en práctica sus conocimientos geológicos. En el marco global de la gestión de ecosistemas, el substrato es una parte fundamental que siempre condiciona lo que hay sobre él y es un factor ambiental a tener en cuenta para una correcta gestión y asignación de usos de un determinado territorio, ya que la configuración de paisajes y ecosistemas mediterráneos debe incluir una variable tan dinámica como el soporte físico sobre el que se asientan, haciendo especial hincapié en los procesos (riesgos naturales, procesos geomorfológicos, aspectos patrimoniales...) a los que dicho substrato se ve sometido.

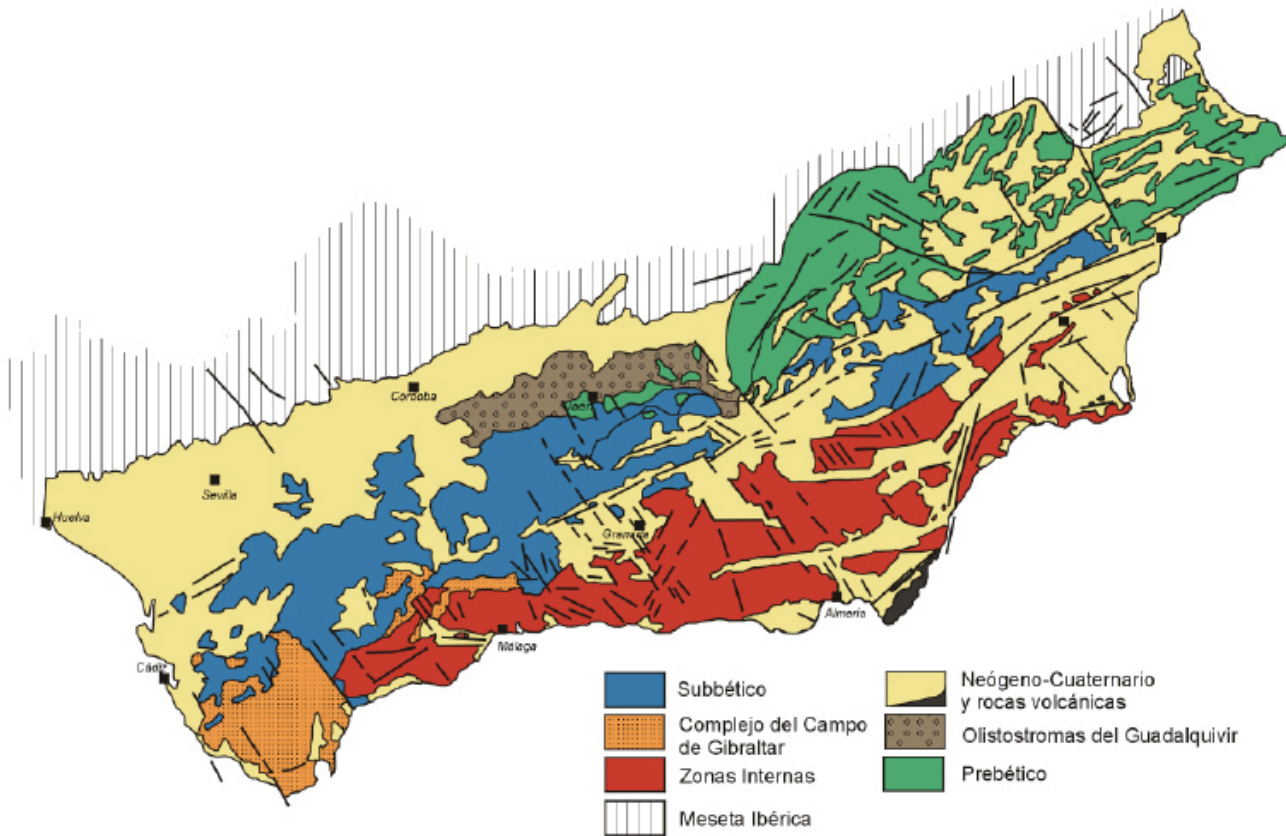


Figura 1.- Mapa geológico simplificado de la Cordillera Bética.

2. Itinerario

En este apartado se describen las sucesivas paradas de la excursión. Es importante resaltar que en cada parada se verá una parte de la geología de la Cordillera Bética. Al final las distintas “piezas” deben ser unidas por cada alumno para obtener el puzzle final que dé sentido global a la excursión: la geología de la Cordillera Bética.

IMPORTANTE: LAS FOTOS DEL INFORME DEBEN LLEVAR ESCALA.

2.1 Primer día (Alicante-Guadix)

Salida: Pabellón de Deportes (UA) a las 8 horas del día 8/12/2008 en dirección a Almería.

0. Parada técnica: Estación de Servicio de Ballabona 11 horas. Media hora de parada.

Salida de autovía después del karst en yesos de Sorbas en dirección a esta localidad (A1-140). El orden de las paradas puede variar si llegamos antes de la hora prevista para la visita a las cuevas.

1. Parada 1_1. 12 horas. Cuevas en Yesos de Sorbas. Llevar calzado cómodo. Se realizará la ruta básica de 1 hora y media de duración.

Teléfono: 950 364 704. Entrada: 12 euros.

Las Cuevas en Yesos de Sorbas y el centro de visitantes Los Yesares forman parte de la oferta turística de dicha población. Ambas visitas se pueden realizar en un día pero nosotros sólo



Figura 2.- Niveles de yesos de Sorbas.

visitaremos las primeras.

La formación de karst en yesos es poco frecuente porque lo normal es que se forme el karst en calizas (CaCO_3). En estas últimas se forma por la disolución del carbonato cálcico de la roca por las aguas meteóricas. Uno de los mejores ejemplos de karst en calizas es el Torcal de Antequera que visitaremos el tercer día.

El yeso es sulfato cálcico con dos moléculas de agua ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), sin éstas se llama anhidrita (CaSO_4), mineral raro en la superficie terrestre. En profundidad el yeso pasa a anhidrita y cuando vuelve a ascender se transforma otra vez en yeso, por hidratación, gracias a las aguas subterráneas. Los yesos de Sorbas no han sufrido el proceso de deshidratación-hidratación. Son, por tanto, yesos primarios, lo que nos indica que no han sufrido un importante enterramiento.

Los niveles de yesos de Sorbas forman la parte alta del relleno de la cuenca neógena de Sorbas que se apoya sobre materiales del orógeno de la Zona Interna, y que afloran al norte en la Sierra de los Filabres y al sur en las sierras Alhamilla y Cabrera. Los yesos se depositaron en la cuenca en la parte alta del Messiniense (de 7.2 a 5.3 Millones de años). Se encuentran interestratificados con niveles arcillosos y se disponen en bancos horizontales, lo que condiciona el desarrollo del karst. Aunque los yesos son solubles (por eso se forma el karst en ellos), el agua arrastra antes los niveles arcillosos que los yesíferos formando las cuevas en los interestratos con las bóvedas y suelos de bancos yesíferos. Esto se debe a que el ambiente en el que nos los encontramos es bastante seco, con precipitaciones concentradas en unos pocos días al año.

Actividad:

Debéis justificar esta última afirmación con fotos o esquemas.

El karst en yesos de Sorbas ocupa unos 12 km² (Alfaro et al., 2002), lo que lo convierten en único en España. Existen otros ejemplos en Irán pero, claro está, sin infraestructura turística. Se puede decir que el ejemplo de Sorbas es uno de los mejores ejemplos visitables del mundo.

Preguntas y Reflexiones:

¿Cómo sabemos que los yesos son primarios?

¿Si fueran secundarios, cómo los distinguiríamos? Truco: el yeso tiene dos moléculas de agua que no tiene la anhidrita, lo que influye en su volumen.

Haced fotos de los tipos de yeso que vemos: fibroso, punta de flecha (macla), selenítico, noduloso y alabastro.

Comida en el bar de las cuevas.

2. Parada 2_1. Panorámica de la cuenca de Sorbas. Ver niveles de yesos.

Salida antes de las 15:00 horas.

Esta parada se realiza para ver el contexto de la sedimentación de los yesos dentro de la cuenca de Sorbas. Se hace después de las observaciones en detalle de los yesos por un mejor ajuste logístico. La cuenca de Sorbas es un de los mejores ejemplos de cuenca neógena de la Cordillera



Figura 3.- Panorámica de la Cuenca de Sorbas.

Bética.

Desde el mirador sobre la autovía se distinguen en el paisaje tres grandes conjuntos de rocas:

- a) En la parte más baja, donde se asienta el puente de la autovía, hay un conjunto de rocas carbonatadas (no les llamo calizas porque aunque estén formadas por el mineral calcita, estos son fragmentos de rocas carbonatadas de tamaño arena unidos por un cemento carbonatado) a las que se suele llamar calcarenitas (se debería hablar de areniscas calcáreas con cemento calcáreo). Este conjunto, llamado Formación Azagador, asciende topográficamente por nuestra derecha, lo que nos permite decir que el conjunto buza hacia el norte.
- b) El segundo conjunto, llamado Formación Abad, se dispone sobre el anterior y son los mismos materiales sobre los que pisamos en el mirador, margas blanquecinas. Las margas son rocas arcillosas con más de 1/3 de carbonato cálcico. Este conjunto presenta intercalaciones de diatomitas (rocas laminadas formadas por conchas de diatomeas, que pueden contener restos de peces) y niveles sapropélicos (margas ricas en materia orgánica, sapropel).
- c) En la parte alta, y dispuestos horizontalmente, observamos los grandes bancos de yesos con frecuentes desprendimientos. Estos son los mismos materiales que hemos visitado en las cuevas. Es la Formación Yesares.

Las calcarenitas se depositaron en la parte alta del Tortoniense y el inicio del Messiniense (hace entre 7.5 y 7 Millones de años). La Formación Abad es de edad Messiniense inferior (entre 7 y 5.5 Millones de años). Mientras que la Yesares es de antes del Plioceno (5.3 Millones de años). Esta secuencia empieza con un medio marino abierto, se va restringiendo (Abad) para terminar siendo totalmente restringido. Para la precipitación de yeso desde agua de mar hay que evaporar el 90 % de su volumen, y para la precipitación de halita (sal gema) el 98%. Durante el Messiniense terminal el Mediterráneo se desecó precipitando halita, en su centro. La Formación Yesares se creó durante el periodo de desecación pero hay tres posibles opciones fuertemente debatidas: se pudo formar un poco antes, al mismo tiempo o un poco después.

Cuestiones

¿Sabiendo, que son hipótesis muy debatidas, cuál os parece la más posible?
Dibujar un esquema de la Cuenca de Sorbas.

Desvío Cabo de Gata-Aeropuerto salida 467. Carretera N344. Localidad Retamar (carretera Níjar Retamar), glorieta tercera salida-Paseo Castañeda-derecha Paseo Retamar-glorieta quinta salida, Al 3115. Se sigue hasta Cabo de Gata pasado por la playa Almadraba.

3. Parada 3_1 Faro de Cabo de Gata. Filón volcánico de Punta Baja. Cantera de adoquines. Panorámica.

El Parque Natural de Cabo de Gata se creó para proteger el paisaje volcánico del sureste de España, concretamente la sierra volcánica de Cabo de Gata. Aunque el paisaje volcánico llame mucho la atención, los volcanes no son activos. No hay tampoco manifestaciones tardías de volcanismo como el termalismo. Las manifestaciones son tan antiguas que los edificios volcánicos mejor conservados del parque se encuentran fosilizados por arrecifes con corales.

La sierra de Cabo de Gata se encuentra alineada NE-SW siguiendo la Falla de Carboneras, a favor de la cual intruyó el magma. Los sedimentos que envuelven a las rocas volcánicas son materiales margosos del relleno de la cuenca neógena de Níjar-Almería. El hecho de que dicha cuenca se disponga sobre el orógeno implica que el magmatismo es posterior a la estructuración del orógeno. La edad del magmatismo (Alfaro et al., 2002) va desde los 14 a los 7 Millones de años



Figura 4.- Playa de Cabo de Gata.



Figura 5.- Cantera de adoquines de Punta Baja.



Figura 6.- Riolitas de Punta Baja.

(Serravalliense-Tortonense).

La emisión de estos magmas se desarrolla en varios ciclos, desde episodios menos violentos que dan lugar a coladas de lava (con disyunciones columnares) a episodios con elevada explosividad, con materiales piroclásticos.

El filón volcánico de Punta Baja es un ejemplo de lavas solidificadas en el lateral de un cono volcánico, con disyunciones columnares producto de la retracción de las rocas debido a su enfriamiento. La roca tiene un contenido en sílice (SiO_2) entre el 63 y 71% por lo que son dacitas (Bordet, 1985), término más ácido que el basalto, aunque tienen un aspecto oscuro parecido a las “andesitas” (por ello en muchos trabajos se habla de las “andesitas” de Punta Baja). En afloramiento las rocas no son tan oscuras como el basalto debido a los minerales claros, más ácidos. Las dacitas presentan fenocristales (cristales que se ven sin lupa) de plagioclasa, anfíboles y biotitas con una laminación de flujo bien desarrollada, en una masa vítrea bastante alterada.

En la panorámica de enfrente se ve el cerro de Vela Blanca. El color blanco se debe a coladas piroclásticas muy explosivas, constituidas por una mezcla a alta temperatura de gas, ceniza y fragmentos de roca que fluye a favor de la pendiente a gran velocidad. Su depósito se produce por colapso al perder parte del gas. Las rocas así formadas se llaman ignimbritas y son ricas en piedra pómez y ceniza. Dichas rocas son riolitas y tienen más sílice que las dacitas, son por tanto, más ácidas.

Ambos afloramientos forman parte del complejo volcánico de “Majada de lo Alto” perteneciente al grupo volcánico más antiguo (el grupo A), de edad Serravalliense (14 Millones de Años).

Tareas:

Fotografiar los dos filones volcánicos, las disyunciones columnares y comparar las diferentes rocas volcánicas que se observan en el recorrido. Ver las riolitas y las dacitas.

Salida hacia Guadix a las 17:00 horas.

Cuevas abuelo Ventura: 958664050

Hotel comercio: 958660500

El Retiro: 958665166

Mulhacen: 958663104

2.2 Segundo día (Guadix-Antequera)

Salida desde Guadix a las 8 horas.

1 Parada 1_2 Mirador de las cuevas de la Sabina (carretera Gor-Los Baños de Alicún)

Siguiendo con las cuencas neógenas, la cuenca de Guadix se distingue de las vistas el día anterior, porque no ha tenido conexión con el mar abierto desde el Tortoniense terminal (7 Millones de años) y actualmente su red fluvial desemboca en el Atlántico, ya que pertenece a la cuenca hidrográfica del Guadalquivir.

La cuenca de Guadix fue una depresión endorreica rodeada por altas montañas hasta el inicio de la población humana de la zona. Concretamente la parte alta del nivel de colmatación tiene industria lítica achelense que indica una edad aproximada de 120.000 años.

La captura de la cuenca por la erosión remontante de los afluentes del Guadalquivir no se puede datar con precisión. Lo cierto es que los dólmenes más antiguos que existen en los valles fluviales de Gor son del calcolítico que se data en el 2000 a. C., hace unos 4000 años.



Figura 7.- Bad lands de la Cuenca de Guadix.

El paisaje que vemos es relativamente reciente, tiene menos de 100.000 años y los primeros hombres en la zona vivirían en un gran altiplano correspondiente a la superficie de colmatación.

Parada técnica. Bar de carretera en la subida a Sierra Nevada sobre las 11:00 horas

2 Parada 2_2 Sierra Nevada (Pradollano), Balcón de Canales.

Desde Granada subimos a la estación de esquí de Pradollano. En verano, se accede en vehículo hasta el Albergue Universitario (2550 m) donde existe una valla que impide continuar hasta el pico del Veleta (3398 m). Andando se pueden recorrer los últimos 11 km hasta la cima. El autobús podrá subir, si el tiempo lo permite, hasta el aparcamiento de Pradollano (cota 2100 m). Si hace buen tiempo subiremos por la carretera hasta el Albergue juvenil-Centro de Alto Rendimiento Deportivo (cota 2400 m). El itinerario se hará en el camino de vuelta.

Sierra Nevada es una gran estructura anticlinal en cuya parte central y topográficamente más alta afloran los materiales más bajos de la estructura (los que se encuentran a mayor profundidad). Por tanto, nuestro itinerario comenzará en las partes más profundas hacia las más superficiales, que en este caso se encuentran a cota topográfica más baja. Las rocas estructuralmente más bajas de la cordillera afloran en Sierra Nevada y en la Sierra de los Filabres en Almería (norte de Sorbas). Estas rocas sólo están en la Cordillera Bética y no en la Cordillera gemela del Rif.

Las primeras rocas que encontramos son rocas metamórficas del Complejo (término que hace referencia a conjunto de rocas de diferente naturaleza) Nevado-Filabride y afloran desde Pradollano hasta la cota 1850 m. Este complejo está formado por las unidades del Veleta y del Mulhacén, la primera es la inferior y sobre ella se encuentra la segunda (para acordarse pensar que el Mulhacén con 3482 m es más alto que el Veleta).

Este complejo está formado por esquistos grafitosos, esquistos micáceos, anfibolitas, gneises, serpentinitas, mármoles y cuarcitas.

En la cota 1850 se observa a los lados de la carretera que los taludes están formados por rocas carbonatadas de color blanco y de aspecto arenoso (producto de su trituración por falla). Se trata de mármoles blancos de la parte baja del Complejo Alpujárride, dispuesto sobre el anterior. Estos mismos materiales son los más bajos que afloran en la Cordillera del Rif donde reciben el nombre de Sébtide (de Ceuta). Los Alpujárrides están formados también por rocas metamórficas pero de menor presión y temperatura que los Nevado-Filabrides.

El Alpujárride está formado por micaesquistos, cuarcitas, gneises y metabasitas de edad paleozoica que en la zona de Ronda intercalan peridotitas (rocas del manto terrestre). Sobre los materiales paleozoicos encontramos niveles de filitas y cuarcitas y una potente unidad carbonatada de mármoles.

En Sierra Nevada sobre el Nevado-Filabride aflora una potente unidad de mármoles triturados de color blanco que marcan la base del Complejo Alpujárride. Si seguimos bajando por la carretera se pueden ver las diferentes rocas que forman el Alpujárride.

Sobre el Alpujárride aparece un tercer Complejo, el Maláguide, formado por rocas poco metamórficas a no metamórficas. En la carretera de Sierra Nevada no se corta este tercer complejo y sólo se ve en el paisaje en la zona norte de Sierra Harana. Esta formado de abajo a arriba por filitas, areniscas, calizas, lutitas y conglomerados del Paleozoico, a la que le sigue una serie areniscoso-lutítica roja del Triásico, mientras que la parte superior presenta una sucesión similar a la de los materiales de las Zonas Externas (carbonatos del Jurásico, margas con niveles de calizas del Cretácico y Terciario) sólo que estos provienen del otro margen del Tethis.

A la altura del mirador de Canales (pueblo que estaba dentro de lo que hoy es el embalse de Canales) se observan los materiales que aparecen sobre el Complejo Alpujárride. Se trata de unas calcarenitas (areniscas calcáreas con cemento calizo) de colores amarillentos y formadas



Figura 8.- Esquistos con granate del Complejo Nevado-Filabride.

por restos biológicos carbonatados que llamamos Formación Quentar y se formaron hace unos 10 Millones de años (Tortonense superior). Presentan un gran parecido a las calcarenitas que vimos el día anterior en la cuenca de Sorbas.

NOTA: Si se lee atentamente la descripción de la parada de ayer descubriréis cuál es la diferencia entre ambas, lo que nos da una idea del contexto en que se formaron.

Al igual que en Sorbas, sobre las calcarenitas vemos una unidad más blanda que lateralmente pasa a unos niveles conglomeráticos. Este paso lateral entre dos litologías se llama cambio lateral de facies. Los niveles conglomeráticos indican un ambiente deltaico y los niveles blandos son margas de cuenca.

En el paisaje se ven los depósitos de torrentes fluviales cuando llegan a un cuerpo de agua marino (por los fósiles) pero mal comunicado con el océano. Este brazo de mar podría abrirse por el valle del Guadalquivir hacia el Atlántico o por el sur de la cuenca de Granada hacia el Mediterráneo.

La parte más alta de los cerros está formada por conglomerados dispuestos sobre las margas (Formación Dudar). A principios del siglo XX se les llamo a dichos conglomerados Block-formation (alemán) pero actualmente se utiliza el término de Formación Pinos Genil que es el pueblo que aparece enfrente del mirador. Los conglomerados indican un periodo de erosión de un gran relieve en Sierra Nevada que había comenzado a levantarse durante el depósito de la



Figura 9.- Formaciones Dudar y Pinos Genil de la Cuenca de Granada.

Formación Dudar.

En esta panorámica de la cuenca de Granada se observa como se pasa de un ambiente submarino a otro emergido.

Comer en Atarfe. (El Torreón)

3 Parada 3_2 Ermita los Tres Juanes.

La Ermita de los Tres Juanes en Atarfe se encuentra en un promontorio en mitad de la cuenca neógena de Granada. Desde el “aparcamiento de las avestruces” hay una panorámica de la cuenca donde se aprecia como toda ella está rodeada por montañas. A los pies del relieve discurre el río Genil que drena la cuenca hacia el Guadalquivir.

Si nos fijamos donde se encuentra Sierra Harana (parte más alta del anticlinal de Sierra Nevada) parece que nos encontramos en el complejo más alto, no metamórfico de la pila, el Maláguide. Pero no es así, pues las rocas no son de dicho complejo sino que pertenecen al margen sudibérico, o sea, nos situamos en la Zona Externa de la Cordillera Bética. En la parte más baja, junto al pueblo de Atarfe afloran unas dolomías (carbonato cálcico y magnésico) que marcan la base de la sucesión jurásica de la Zona Externa; sobre ellas vemos unas calizas estratificadas con algún nódulo de sílex y niveles con abundantes restos de crinoides (lirios de mar). La parte alta de esta sucesión es la que se explota en las múltiples canteras del paisaje, correspondientes a calizas de crinoides en grandes bancos.

El límite superior de las calizas con crinoides destaca por la gran cantidad de fósiles que tiene. Se trata de un fondo endurecido donde se acumulan los restos de ammonites, belemnites,



Figura 10.- Cuenca de Granada desde Sierra Elvira.

bivalvos y braquiópodos. Su edad es jurásica concretamente la parte media del Jurásico Inferior (Pliensbachiense, de 190 a 195 Millones de años) y los materiales resistentes inferiores comenzaron a depositarse al inicio del Jurásico (206 Millones de años). Sobre dicho nivel se localiza una sucesión margosa correspondiente al resto del Jurásico (hasta los 144 Millones de años). Se puede apreciar que en 15 Millones de años se deposita un espesor de sedimentos mayor que en 50 millones de años. En la sucesión margosa de Sierra Elvira se pueden distinguir cuatro términos:

- a) El primero de margas y calizas
- b) El segundo de calizas tableadas con nódulos de sílex e intervalos margosos
- c) El tercero de radiolaritas, rocas silíceas formadas a partir de acumulación de esqueletos de radiolarios.
- d) En la parte más alta termina con otro nivel de calizas.

La sucesión inferior corresponde a un medio poco profundo de la plataforma marina mientras que la parte superior indica un medio oceánico.

Terminamos hacia las 18:00

Salida hacia Antequera por la A-92 pasar cruce a Málaga seguir hasta el cruce de la A-354 detrás de la Peña de los Enamorados-Pol. Antequera-Antequera.

Llegada Antequera 19:30 horas

Hotel en Antequera La Yedra (carretera): 952842287; Papabellotas***: 952705045; Colon-Antequera: 952840010 (centro). Castilla: 952843090

2.3 Tercer día (Antequera-Ronda-Antequera)

Salida 9 horas, tras desayunar en Antequera (“*molletes con manteca colorá*”).

1 Parada 1_3 Torcal de Antequera.



Figura 11.- Niveles del Jurásico Inferior. Al fondo Sierra Harana.

Situado en el término municipal de Antequera, en la zona central de la provincia de Málaga, abarca aproximadamente 1200 ha de extensión y su altitud varía entre 700 y 1337 m (Pico del Chamorro Alto en la Sierra de la Chimenea). Su acceso desde Antequera se realiza tomando la carretera C-3310 en sentido Villanueva de la Concepción. Al llegar al Puerto del la Boca del Asno se toma la bifurcación a la derecha en la que una señal indica la entrada al área protegida. El macizo del Torcal está formado por tres sierras que se alinean según una dirección aproximada E-W: Sierra Pelada al Este, por donde se accede al mismo; la Sierra del Torcal, donde se halla el centro de interpretación y la principal área visitable (se divide a su vez en Torcal Alto y Torcal Bajo); y Sierra de la Chimenea al Oeste, separada de la anterior por una depresión conocida como entalladura de Las Navas.

La estratigrafía del macizo del Torcal se compone de tres conjuntos de rocas:

- a) El inferior, de arcillas y margas con yesos y carbonatos correspondientes al Triásico.
- b) El medio, de calizas y dolomías del Jurásico al Cretácico Inferior que constituyen la parte fundamental del macizo del Torcal.
- c) El superior, de margas y margocalizas del Cretácico y Terciario: sólo aflora en la entalladura de Las Navas.

El modelado kárstico del Torcal se desarrolla sobre el conjunto intermedio y dentro de éste, se distinguen tres términos: el inferior de calizas oolíticas, el medio de calizas nodulosas y el superior de calizas oolíticas (los oolitos son granos carbonatados redondeados formados por sucesivas envueltas algales). El paisaje de “tornillos” se desarrolla en el término intermedio.

La sucesión del Torcal corresponde al paleomargen sudibérico, por tanto corresponde a la



Figura 12.- Torcal de Antequera.

Zona Externa y fue ésta la que originariamente formaba el penibético. Aunque actualmente el penibético no se define como la parte del paleomargen sudibérico encima del bético sino como la parte más meridional del paleomargen.

11:30 horas salimos hacia Ronda A384 hasta Campillos, luego A367 Ronda. 13 horas.
Parada a comer en Ronda.

2 Parada 2_3 Cueva del Gato.

En Ronda visitaremos parte del Parque Natural de la Sierra de Grazalema. Salimos de Ronda en dirección a Benaoján (carretera C-339). La sucesión estratigráfica es la misma que en el Torcal de Antequera.

En el camino hacia la presa se pasa por delante de la Cueva del Gato donde sale un río subterráneo con un caudal medio de 500 l/s. La Cueva del Gato constituye la salida a la superficie del agua infiltrada en la presa de Montejaque y la Sima del Hundidero que visitaremos más tarde. El sistema kárstico subterráneo se denomina complejo Hundidero-Gato, tiene unos 4.5 km de longitud, con un desnivel de 170 m. El río Guadares penetra en el complejo por la Sima del Hundidero y sale por la Cueva del Gato pero llamándose Río Guadiaro.



Figura 13.- Cueva del Gato.

3 Parada 3_3 Cueva la Pileta. Teléfono: 952167343

5€ por persona si somos grupo de más de 15.

La Cueva de la Pileta se encuentra a unos 5 km de Benaoján. Se trata de una cueva formada en las calizas de la parte media de la sucesión penibética (tipo Torcal) en la que podemos encontrar pinturas rupestres. La visita dura una hora y cuarto.

4 Parada 4_3 Deslizamiento Cerro Tavizna.

La carretera MA-8403 en dirección a la presa de Montejaque se estrecha en la zona del Cerro Tavizna pero en el punto kilométrico 4 se puede parar para ver el deslizamiento del Cerro. En el paisaje se observa lo fracturado que se encuentra el macizo rocoso por lo que no es descabellado que se produzcan más deslizamientos. Desde este punto nos imaginamos como puede ser la Sima del Hundidero pero es peligroso asomarse (Hay que ser paciente!!!).

5 Parada 5_3 Presa de Montejaque

La presa de Montejaque se ubicó en una angostura del río Guadares, estando su vaso formado por terrenos impermeables de Unidades del Campo de Gibraltar. Estas unidades corresponden a la cuenca oceánica del Tethys situada al sur del paleomargen sudibérico. Son arcillas, margas y carbonatos, que en parte se acumularon por debajo de la línea de compensación del carbonato, por lo que los esqueletos de los seres microscópicos se disolvieron. Estos materiales no son del



Figura 14.- Deslizamiento del Cerro Tavizna.

paleomargen y están adosados a la Placa Ibérica, por tanto, son de la Zona Interna, y además, no son metamórficos.

El cierre se construyó sobre calizas de la sucesión penibética fuertemente fracturadas (como se ve en el cerro Tavizna) y karstificadas como se infiere de la presencia de la Sima del Hundidero. Esta presa sólo embalsa agua tras fuertes lluvias ya que poco a poco el agua acumulada va infiltrándose por las numerosas dolinas y grietas del vaso.

A principio de la década de 1920 fue cuando se abordó la construcción de la presa. Podemos observar como la mala planificación geológica y un inadecuado estudio geológico dio al traste con la puesta en funcionamiento de la presa en su vida útil. No obstante las nuevas tendencias de ocio



Figura 15.- Presa de Montejaque.

y deporte en los últimos años han “reciclado” esta infraestructura y los 60 m de pared sirven hoy día para la práctica de la escalada, contando además con diversas zonas en las cuales se puede practicar el senderismo.

REFLEXIÓN: a la hora de gestionar un espacio tipo parque natural, paisaje protegido, etc. hay que contar con los recursos potenciales que pueden existir en el entorno. Si dotamos de infraestructura de cartelería, miradores, etc. a la presa de Montejaque la convertimos en un georrecurso, ya que los potenciales visitantes que acuden a hacer senderismo o escalada se informan de los problemas geológicos y de



Figura 16.- Placa conmemorativa del Congreso Geológico Internacional.

la historia del lugar.

Si aún no ha anochecido se puede bajar por la senda para ver la Sima del Hundidero donde desaparece el río Guadares.

Salida a las 18:00 hacia Antequera

Dormir en el mismo hotel de Antequera que el día anterior.

2.4 Cuarto día (Antequera-Cazorla)

Salida a las 9:00 después de realizar una cata de la gastronomía local.

Carretera A-45 hacia Lucena y luego desvío Cabra

Parada 1_4: Ermita de Nuestra Señora de la Sierra. Parque Natural Sierras Subbéticas.

Nos adentramos en el Parque Natural de las sierras subbéticas. Por su nombre nos podemos hacer una idea de que los materiales que vamos a ver pertenecen al paleomargen sudibérico. Clásicamente dentro de este margen se distinguen dos zonas una más cercana a la placa, que queda emergida en largos periodos de tiempo, denominada Prebético (antes del bético) y otra más alejada donde predominan los episodios submarinos Subbético (debajo del bético). En la paradas de la mañana veremos estos segundos materiales y mañana los prebéticos.

En la subida a la ermita se pueden ver excelentes ejemplos de karst superficial desarrollado sobre calizas oolíticas del Jurásico Medio (180 a 159 Millones de años). Ya en la cima debemos entrar al patio interior de la ermita para leer la inscripción conmemorativa de la excursión del XIV Congreso Geológico Internacional de Madrid (16 de mayo de 1926).

Desde los miradores de la ermita se tiene una panorámica de la parte norte de la Cordillera Bética. Se podrá identificar algunas de las paradas de los días anteriores. Hacia el W se pueden ver las unidades olistostrómicas (de olisto que significa deslizamiento en griego y estroma, construcción) del Guadalquivir y el relleno de la cuenca del Guadalquivir. La unidad olistostrómica del Guadalquivir está formada por grandes deslizamientos provenientes del sur que se emplazaban en un gran hueco existente en la zona norte de la cordillera (la cuenca del Guadalquivir). El deslizamiento del Cerro Tavizna que vimos ayer sería despreciable comparado con los deslizamientos que darían lugar a la unidad olistostrómica. Para tener una idea de su magnitud se podría comparar con los grandes



Figura 17.- Paisaje desde la ermita de Cabra donde se observa el polje a la izquierda.

deslizamientos submarinos de las Islas Canarias donde se mueven kilómetros cúbicos de rocas. En las proximidades de Lucena el material predominantemente implicado en los deslizamientos son las arcillas con yeso del Triásico. Aunque su aspecto (facies en terminología geológica) se parezca a las formaciones del triásico no se les debe denominar como triás (aunque los geólogos somos los primeros en equivocarnos) ya que se trata de un gran conglomerado de cantos en su mayoría provenientes de los materiales triásicos. En la zona de Lucena el nombre clásico para denominar estos materiales es el de “Triásico” (*sic*) de Antequera.

Hacia el E se observa un estupendo ejemplo de un polje, depresión de origen principalmente tectónico en un macizo kárstico donde actualmente predominan los procesos de disolución del carbonato.

Al bajar de la ermita se para a observar las rocas de facies *ammonitico rosso* que responden a calizas nodulosas rojas con abundantes ammonites y belemnites. (Recordar que es un Parque Natural y no se pueden coger fósiles, hay que dejar que se erosionen en el suelo!!!).

Parada 2_4 Centro de interpretación de Santa Rita.

Recientemente se ha mejorado el centro de interpretación del parque donde pararemos para realizar una visita a la sala de exposiciones, ver el documental y preguntar a los monitores.

Comer por el camino comer en Priego de Cordoba. 13:30 y a continuación seguir hacia Cazorla
En Úbeda tomar dirección a Albacete (A-322) para no pasar por la parte antigua de la localidad.
Parada técnica parque del Guadalquivir sobre las 16:30



Figura 17.- Ammonítico Rosso de la ermita de Cabra.

Parada 3_4 Mirador de Cazorla.

Antes de llegar a Cazorla, en el mirador, se puede apreciar el brusco cambio en el relieve. El mirador se encuentra sobre los depósitos de la cuenca del Guadalquivir y la población de Cazorla en los primeros relieves de la sierra del mismo nombre formada por materiales mesozoicos y terciarios del margen sudibérico dispuestos sobre los depósitos de la cuenca del Guadalquivir. Estos son los materiales situados más al norte del margen, correspondientes al Prebético.

Llegada a Cazorla a las 17:30

Hotel Guadalquivir: 953720268 (aprox. 40 euros habitación doble)

Por la tarde visita al pueblo y contestar las preguntas

- 1) ¿Qué le paso a la iglesia de Santa María?
- 2) ¿Cuál era su particularidad?.

2.5 Quinto día (Cazorla-Alicante)

Salida de Cazorla a las 8 horas

Parada 1_5 Mirador de la ermita del a Virgen de la Cabeza de Cazorla (8:10 horas)

La panorámica desde el mirador de la Virgen de la Cabeza complementa a la del día anterior. Hacia el W la vista se pierde entre los campos de olivos de la depresión del Guadalquivir. Abajo



Figura 18.- Panorámica del pueblo de Cazorla, al fondo la Sierra del mismo nombre.



Figura 19.- Cazorla y el cerro del Castillo de las Cinco Esquinas corte del frente de la Sierra.

tenemos el pueblo de Cazorla con su castillo pero encima de la loma vemos otro castillo, el de las Cinco Esquinas en la cota 1160 m. El cambio de pendiente que observamos en el paisaje es también un cambio en la vegetación. En la parte baja las lomas son redondeadas y están recubiertas por olivos corresponden a los depósitos de la cuenca del Guadalquivir. En las proximidades del cambio de pendiente quedan algunos restos de los encinares previos a la agricultura intensiva del olivo. En el tramo de fuerte pendiente se desarrolla el bosque de pinos en graderío. Los tramos de mayor



Figura 20.- Facies ammonitico rosso de la Sierra de Cazorla.

pendiente suelen estar desprovistos de vegetación aflorando la roca carbonatada, desarrollándose el bosque en los tramos de menor pendiente de los intervalos margosos. Esta morfología de la ladera tiene un origen geológico ya que el frente montañoso de la Sierra de Cazorla muestra una estructura geológica imbricada, producto de que la sucesión estratigráfica está cortada por fallas inversas (cabalgamientos) hacia el norte.

Hacia el norte se ve el pueblo de La Iruela con su castillo.

La sección desde el mirador es una sección clásica de la Cordillera Bética ya publicada por Fallot en 1945.

Parada 2_5 Mirador de las Palomas (9:15 horas)

En este mirador se ve el valle del Río Guadalquivir que seguiremos a lo largo de la mañana hasta el embalse del Tranco de Beas. El fondo del valle está compuesto por materiales arcillosos rojos del Triásico muy cubiertos por vegetación. Son materiales impermeables que forman el vaso del embalse. La carretera corta unas calizas de aspecto noduloso llenas de ammonites y belemnites (ojo esto también es un parque!!). Facies parecidas a éstas las hemos visto anteriormente en la ermita de Cabra. Son más o menos equivalentes en edad y su aspecto diferente se debe a que aquí nos encontramos en una zona menos profunda y más cercana a la parte emergida de la Placa Ibérica.

Cuestión:

¿Cuál es el nombre geológico para referirse a esta parte del paleomargen sudibérico?



Figura 21.- Pueblo de Hornos.

Parada 3_5 Centro de visitantes del Parque Natural de Cazorla (10:40)

El centro de visitantes se encuentra en las cercanías del cruce del Río Borosa con el Guadalquivir. El trayecto del Río Borosa es uno de los más bonitos del parque con multitud de pozas formadas por el represamiento del río por presas naturales formadas por precipitación de carbonato cálcico (formando una roca llamada travertino). El trayecto es de 11 km y no tenemos tiempo para hacerlo.

Parada 4_5 Presa del Tranco de Beas (11:40)

En las proximidades del embalse se encuentra la zona de cría de venados famosa por las escenas que rodó allí Félix Rodríguez de la Fuente. La cerrada de la presa se sitúa sobre capas de calizas como en Montejaque pero esta presa si que recoge agua. Esto es porque los materiales no están ni karstificados, ni fracturados y las posibles infiltraciones han tenido fácil solución ingenieril.

Parada 5_5 Mirador Morro de Canalizos (Hornos) (12:40)

Aquí se observa una panorámica de la Sierra de Segura, el pueblo de Hornos con sus deslizamientos y los materiales del fondo del valle de color rojo (Triásico de Hornos).

Parada 6_5 Fuente de la Salud (13:20)

En esta parada podemos ver las areniscas síliceas de las facies Utrillas (del pueblo de



Figura 22.- Cuerpo de arenisca de facies Utrillas en la Sierra de Segura.

Utrillas, Teruel). Son unas rocas muy características y llamativas. Los granos de cuarzo provienen de la alteración de los granitos de la meseta castellana, el llamado macizo hercínico. Lo curioso es que aunque los granitos estaban siendo erosionados durante millones de años, es hace unos 100 Millones de años cuando alrededor de la placa Ibérica se desarrollan grandes cuerpos de areniscas. Ello implica que los restos de alteración del granito (el granito necesita ser alterado para que queden los granos de cuarzo) fueron removilizados hacia los márgenes de la placa. Al mismo tiempo que aparecen estas facies tiene lugar la rotación antihoraria de Iberia por la apertura del Mar Cantábrico. Para relacionar ambos datos aparte de su coincidencia temporal hay que tener algo más. El aumento de los aportes de material siliciclástico a los bordes de una placa se produce por un incremento en la tasa de erosión lo que necesita a igualdad de otros factores de un descenso del nivel de base. En este caso el descenso del nivel de base pudo deberse a la elevación general de la Placa Ibérica ligada a la rotación de Iberia.

Parada 7_5 Pontones de Segura (14:00)

En esta localidad nace el Río Segura. La parada se realiza después de atravesar el pueblo. Vemos en panorámica una sección de rocas plegadas erosionada por el río donde se observan diferentes niveles de travertinos. El travertino es una roca carbonatada formada por minerales de aragonito y/o calcita que precipita alrededor de estructuras vegetales en zonas de surgencia. Su nombre proviene del latín de *lapis tiburtinus* (piedra de Tibur, el Tivoli de la Roma actual) y de esta roca están construidos gran parte de las construcciones de la Roma clásica, como el coliseo. Los niveles de travertinos del paisaje nos informan de diferentes posiciones de las surgencias de agua en esta parte del nacimiento del Segura. En la panorámica se observan datos que nos permiten



Figura 23.- Travertinos a la salida de Pontones de Segura.

inferir cuál ha sido la evolución del paisaje.

Parada en Santiago de la Espada a comer (14:30)

Salida hacia la puebla a las 15:30 horas

Llegada a la Puebla de Don Fabrique (16:30)

Parada 8_5 Barranco de Gredero (17:15)

El Barranco de Gredero es una localización clásica donde se puede ver el nivel negro que marca el límite K/T que separa el Mesozoico del Cenozoico. Es el resultado de un impacto meteorítico que produjo la extinción de numerosos grupos fósiles, como por ejemplo los dinosaurios.

Parada técnica en Bullas (18:15)

Llegada previsible a la Universidad de Alicante a las 20 horas.

3. Guión del trabajo

Hay que recordar que la evaluación de la asignatura dependerá en gran medida del informe final sobre la excursión. En el informe se debe reflejar lo que se ha visto, trabajado y aprendido. Es

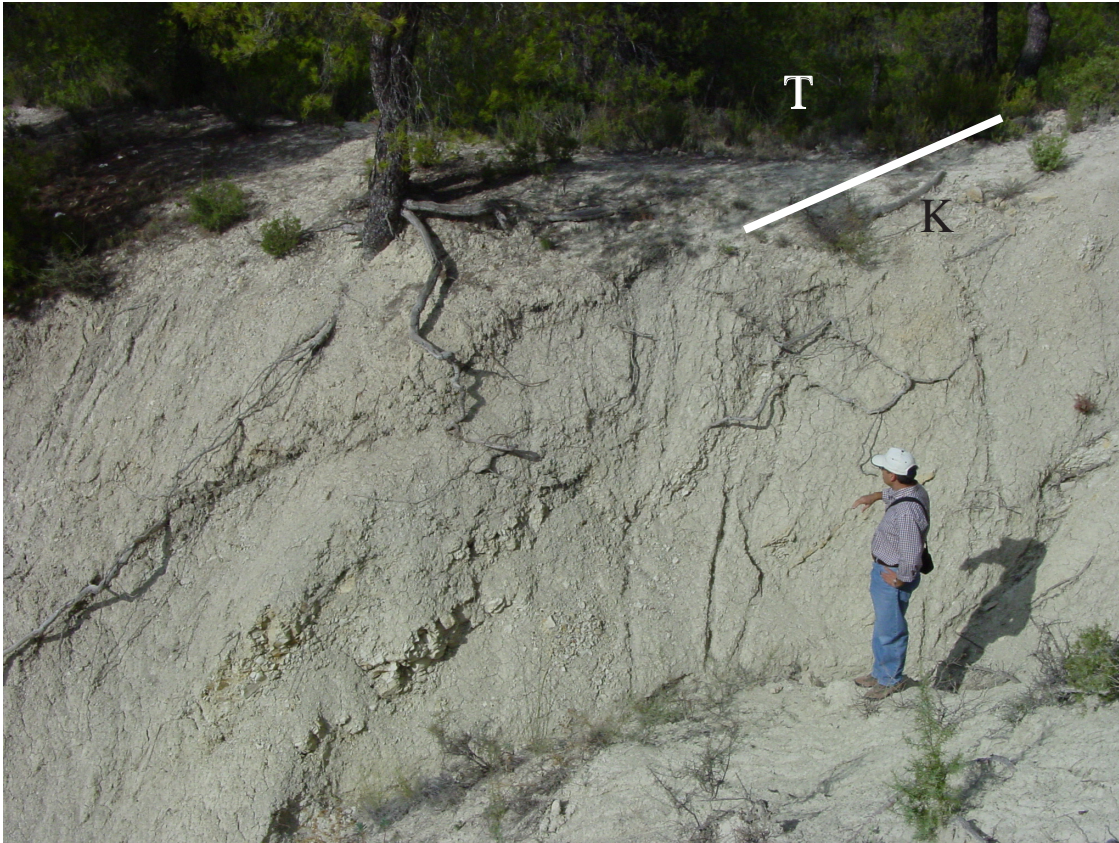


Figura 24.- Límite K/T de Caravaca.

importante que llame la atención de las personas que lo lean porque será un indicio de que se ha trabajado.

Lo primero a tener en cuenta a la hora de hacer un buen informe es tener abundantes datos de partida para poder trabajar con ellos. Nuestros datos serán las anotaciones, dibujos, fotografías y videos. Muchas veces un buen esquema de campo vale más que varios folios de notas.

Antes de empezar a redactar debemos dedicar media hora a estructurar el trabajo y siempre hay que tener en cuenta a quién va dirigido. El objetivo de este trabajo es sacar buena nota en una asignatura académica. En estos casos, lo que más se agradece por parte del profesor (el evaluador) es la información trabajada. Por ejemplo, todos sabemos copiar las notas a limpio (informe tipo cuaderno de campo pasado a limpio) pero de esa forma no se trabaja la información. Sin embargo, si en vez de pasar nuestras notas les adjuntamos unos esquemas (con ordenador o a mano y escaneados) y unas fotografías pintadas, cuidamos la redacción y organizamos el discurso, el trabajo estará “confeccionado”. Un trabajo bueno, aparte de lo anterior, se completa con información de otros medios, libros y la red.

Estructura del trabajo:

1. Portada (título y autor)
2. Si el trabajo tiene “muchas” páginas se le añade índice (más de 25).
3. Introducción y objetivos
 - Se debe comentar qué se ha hecho y para qué (evaluación de la asignatura “medio físico mediterráneo”. Aquí conviene comentar un poco la situación geográfica y geológica.
4. Descripción de las paradas (con esquemas y fotos). Aquí se deben comentar las



Figura 25.- Centro de interpretación de Santa Rita (Priego).

desviaciones sobre las previsiones, por ejemplo, si llueve y/o nieva y no se para en tal sitio o se para en otro en substitución. Conviene también mencionar las paradas antes de comer y las de después porque en este caso le dan un orden temporal al informe.

5. Geología de la Bética

- Ya sé que del goggle se obtiene todo pero aquí conviene escribir unas pequeñas frases generales de cómo se estructura la cordillera para a continuación mencionar donde se han visto los sucesivos conjuntos. “En la parada X del tercer día en panorámica”. Se completa con esquemas y fotos.

6. Materiales recientes ó Geología del Cuaternario

- Se comenta la incisión de la red de drenaje, la fauna y flora ligada al substrato, las alteraciones humanas, ocupaciones humanas antiguas y recientes que condicionarán los riesgos geológicos.

7. Georrecursos y patrimonio geológico

Si los lugares que se visitan son de interés, significa que quieren ser visitados lo que supone un recurso económico de la comarca. A más interés más recurso. Esto hay que evaluarlo de alguna forma. Una posible, es calcular los posibles visitantes al año y si éstos se quedarán a hacer gasto. Pensad que de alguna manera, gran parte de los lugares visitados son Parques Naturales o poseen

alguna figura legal de protección y no sólo por su vegetación o fauna, sino también por su contenido geológico, lo cual es indicativo de la importancia patrimonial de los enclaves visitados.

En cuanto al patrimonio geológico, podemos utilizar la tabla de la Consejería de Medio Ambiente de la Comunidad Andaluza.

8. Riesgos geológicos que se desprenden de lo que se ve en alguna de las paradas. Ejemplo, riesgo de inundaciones se ha visto en las paradas ésta y esa.

9. Conclusiones

Responder ¿Qué he aprendido? ¿Me ha gustado? ¿Qué mejoraría? y por supuesto la respuesta a las preguntas deben ser razonadas y constructivas.

10. Referencias a obras consultadas o páginas web utilizadas.

11. Anexos. Todo lo que se quiera añadir.

El informe se puede presentar en papel o en fichero pdf.

4. Bibliografía

Alfaro, P., Andreu, J. M., González, J., González, M., López, F.J. y López, J. A. (2002): Itinerarios geológicos por la Cordillera Bética (Andalucía). Universidad de Alicante. 177 p.

Bordet, P. (1985): Le volcanisme Miocene des Sierras de Gata et de Carboneras (Espagne du Sud-Est). Doc. et Trav. IGAL, Paris, 8: 70.

PROPUESTA DE PESOS ESPECÍFICOS Y VALORES DE PONDERACIÓN ASIGNADOS A LOS DISTINTOS CRITERIOS UTILIZADOS EN LA VALORACIÓN DE LOCALIDADES

VALOR CIENTÍFICO		VALOR DIDÁCTICO		VALOR TURÍSTICO	
Criterio	Peso	Criterio	Peso	Criterio	Peso
Representatividad	40				
Carácter de <i>Localidad Tipo</i>	30				
Índice Bibliométrico	20				
Condiciones de observación	10	Condiciones de observación	10		
		Accesibilidad	10	Accesibilidad	15
		Infraestructura logística	5	Infraestructura logística	5
		Posición en la RENPA	10	Posición en la RENPA	10
		Fragilidad	15	Fragilidad	15
		Asociación con otros recursos ecoculturales	20	Asociación con otros recursos ecoculturales	20
		Potencialidad didáctica	20	Potencialidad didáctica	10
		Demanda potencial inmediata	10		
				Espectacularidad/Monumentalidad	25
Total Pesos	100	Total Pesos	100	Total Pesos	100

Eon	Era	System	Series	Epoch	Stage	Age	Ma	GSSP					
Phanerozoic	Mesozoic	Cenozoic	Quaternary*	Holocene			0.0117						
				Pleistocene	Upper "Ionian"			0.126					
					Calabrian			0.781					
			Pliocene	Gelasian			1.806						
				Piacenzian			2.588						
				Zanclean			3.600						
				Messinian			5.332						
				Tortonian			7.246						
				Serravallian			11.608						
				Burdigalian			13.82						
Aquitanian			15.97										
Phanerozoic	Paleogene	Oligocene	Chatthian			23.03							
			Rupelian			28.4 ±0.1							
			Priabonian			33.9 ±0.1							
			Bartonian			37.2 ±0.1							
			Lutetian			40.4 ±0.2							
		Eocene	Ypresian			48.6 ±0.2							
			Thanetian			55.8 ±0.2							
			Selandian			58.7 ±0.2							
		Paleocene	Danian			61.1							
			Maastrichtian			65.5 ±0.3							
			Campanian			70.6 ±0.6							
Mesozoic	Cretaceous	Upper	Santonian			83.5 ±0.7							
			Coniacian			85.8 ±0.7							
			Turonian			~ 88.6							
			Cenomanian			93.6 ±0.8							
			Albian			99.6 ±0.9							
			Aptian			112.0 ±1.0							
			Barremian			125.0 ±1.0							
			Hauterivian			130.0 ±1.5							
			Valanginian			~ 133.9							
			Berriasian			140.2 ±3.0							
Phanerozoic	Paleozoic	Carboniferous	Pennsylvanian	Upper	Seipukhovian		328.3 ±1.6						
				Middle	Visean		345.3 ±2.1						
				Lower	Tournaisian		359.2 ±2.5						
			Permian	Guadalupian	Wuchiapingian		260.4 ±0.7						
					Wordian		265.8 ±0.7						
					Roadian		268.0 ±0.7						
				Lopingian	Changhsingian		251.0 ±0.4						
					Wuchiapingian		253.8 ±0.7						
					Induan		~ 249.5						
				Triassic	Upper	Norian		203.6 ±1.5					
						Carnian		~ 228.7					
						Ladinian		237.0 ±2.0					
		Middle	Anisian			~ 245.9							
			Olenekian			~ 249.5							
			Induan			251.0 ±0.4							
		Phanerozoic	Paleozoic	Cambrian	Series 3	Furongian	Stage 10		488.3 ±1.7				
							Stage 9		~ 492 *				
						Series 2	Guzhangian		~ 499				
							Drumian		~ 503				
							Stage 5		~ 506.5				
						Series 1	Stage 4		~ 510 *				
							Stage 3		~ 515 *				
							Stage 2		~ 521 *				
							Fortunian		~ 528 *				
							Terreneuvian		542.0 ±1.0				
						Phanerozoic	Silurian	Wenlock	Llandovery	Stage 10		428.2 ±2.3	
										Stage 9		436.0 ±1.9	
									Aeronian	Rhuddanian		439.0 ±1.8	
Hirnantian										443.7 ±1.5			
Katian										445.6 ±1.5			
Sandbian										455.8 ±1.6			
Priddli	Yelochian		428.2 ±2.3										
	Telychian		428.2 ±2.3										
	Aeronian		428.2 ±2.3										
	Priddli		428.2 ±2.3										
Phanerozoic	Devonian	Upper	Ludlow	Ludfordian		418.7 ±2.7							
				Gorstian		421.3 ±2.6							
			Wenlock	Homertian		422.9 ±2.5							
				Sheinwoodian		426.2 ±2.4							
				Priddli		426.2 ±2.4							
		Lower	Pragian	Emsian		407.0 ±2.8							
				Eifelian		391.8 ±2.7							
			Famennian	Givetian		385.3 ±2.6							
				Frasnian		374.5 ±2.6							
				Famennian		359.2 ±2.5							
Phanerozoic	Archean	Neoproterozoic	Statherian	Lochkovian		416.0 ±2.8							
				Pragian		411.2 ±2.8							
				Emsian		407.0 ±2.8							
			Grosirian	Orosirian		1800							
				Rhyaciian		2050							
				Siderian		2500							
			Mesoproterozoic	Neoproterozoic		2800							
				Neoproterozoic		3200							
				Neoproterozoic		3600							
Phanerozoic	Proterozoic	Proterozoic	Mesoproterozoic	Ediacaran		542							
				Cryogenian		~635							
			Neoproterozoic	Tonlian		850							
				Stenian		1000							
				Ectasian		1400							
Phanerozoic	Hadean (informal)	Hadean (informal)	Hadean (informal)	Hadean (informal)	~4600								

* The status of the Quaternary is not yet decided. Its base may be assigned as the base of the Gelasian and extend the base of the Pleistocene to 2.6 Ma. The "Tertiary" comprises the Paleogene and Neogene and has no official rank.

This chart was drafted by Gabi Ogg. Intra Cambrian unit ages with * are informal, and awaiting ratified definitions. Copyright © 2008 International Commission on Stratigraphy

Subdivisions of the global geologic record are formally defined by their lower boundary. Each unit of the Phanerozoic (~542 Ma to Present) and the base of Ediacaran are defined by a basal Global Standard Section and Point (GSSP), whereas Precambrian units are formally subdivided by absolute age (Global Standard Stratigraphic Age, GSSA). Details of each GSSP are posted on the ICS website (www.stratigraphy.org). Numerical ages of the unit boundaries in the Phanerozoic are subject to revision. Some stages within the Cambrian will be formally named upon international agreement on their GSSP limits. Most sub-Series boundaries (e.g., Middle and Upper Aptian) are not formally defined. Colors are according to the Commission for the Geological Map of the World (www.cgmw.org). The listed numerical ages are from 'A Geological Time Scale 2004', by F.M. Gradstein, J.G. Ogg, A.G. Smith, et al. (2004; Cambridge University Press) and "The Concise Geologic Time Scale" by J.G. Ogg, G. Ogg and F.M. Gradstein (in press)

