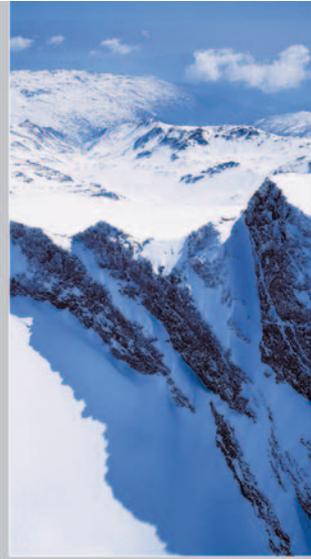




Geodiversidad y Patrimonio Geológico de Andalucía

Consejería de Medio Ambiente



Geodiversidad y Patrimonio Geológico de Andalucía

Itinerario Geológico por Andalucía
guía práctica de campo



GEODIVERSIDAD Y PATRIMONIO GEOLÓGICO DE ANDALUCÍA
ITINERARIO GEOLÓGICO POR ANDALUCÍA
GUÍA DIDÁCTICA DE CAMPO

La presente Guía constituye uno de los productos de carácter divulgativo que derivan del proyecto denominado "Inventario de Georrecursos Culturales, Diagnóstico y Valoración de la Geodiversidad en Andalucía". Ha sido financiada por la Consejería de Medio Ambiente de la Junta de Andalucía y en su elaboración ha participado el siguiente Equipo Técnico:

Dirección Facultativa:

José Guirado Romero. Director General de Gestión del Medio Natural. Consejería de Medio Ambiente. Junta de Andalucía.

Jose M^º Fernández-Palacios. Instituto del Agua de Andalucía. Agencia Andaluza del Agua. Consejería de Medio Ambiente. Junta de Andalucía.

Equipo Redactor:

Autores: Miguel Villalobos Megía (TECNA S.L.)
Ana B. Pérez Muñoz (TECNA S.L.)
Supervisión Científica: Juan C. Braga Alarcón (Universidad de Granada)

Equipo Colaborador:

Los autores desean manifestar su agradecimiento a los restantes miembros del Equipo Redactor del proyecto "Inventario de Georrecursos Culturales, Diagnóstico y Valoración de la Geodiversidad en Andalucía", cuya información ha posibilitado la redacción de esta guía. Son los siguientes: Juan C. Braga Alarcón (Universidad de Granada), José M^º Calaforra Chordi (Universidad de Almería), Carlos Feixas Rodríguez (GEOMINA S.L.), Inmaculada Jiménez Terrón (Arqueóloga Consultora), José M. Martín Martín (Universidad de Granada), Joaquín Rodríguez Vidal (Universidad de Huelva), Francisco J. Roldán García (Instituto Geológico y Minero de España), Pedro A. Ruiz Ortiz (Universidad de Jaén), Joaquín del Val Melus (ADOR Consultoría S.L.), así como al equipo técnico de la Consejería de Medio Ambiente que ha participado en el mismo: Juan Manuel Delgado Marzo (Dirección General de Gestión del Medio Natural), Mercedes García Padilla, Fernando Jiménez de Azcárate y Jose Manuel Moreira Madueño (todos ellos de la Dirección General de Participación e Información Ambiental).

Procesos Informáticos: Juan González Lastra (TECNA S.L.)

Dirección Artística: Teresa del Arco Rodríguez (TECNA S.L.)
Juan González Cué (TECNA S.L.)

Infografía: José Félix Reyes Morales (TECNA S.L.)

Copyright: De la 1^ª edición: Fundación Gypaetus y Consejería de Medio Ambiente de la Junta de Andalucía
De los contenidos: Los autores

Edita: Consejería de Medio Ambiente. Junta de Andalucía

ISBN: 84-933537-8-7

Depósito legal:

Imprime: Grafistaff S.L.

GEODIVERSIDAD Y PATRIMONIO GEOLÓGICO DE ANDALUCÍA

- **Itinerario Geológico por Andalucía**
- **Guía didáctica de campo**







La extraordinaria riqueza biológica y ecológica de Andalucía es una realidad hoy conocida y valorada tanto en el contexto europeo como en el español y andaluz; y no solamente desde el ámbito puramente científico, también es reconocida, y éste ha sido uno de los grandes logros de la política ambiental europea en esta última década, por la Sociedad en general. La población andaluza, en efecto, ha aprendido a valorar los tesoros vivos que ofrecen paisajes tan arraigados en la biodiversidad de nuestra tierra, y de tanta carga cultural, como las extensas marismas atlánticas, las dehesas de Sierra Morena, la campiña del Guadalquivir, los desiertos almerienses, la media montaña bética mediterránea o las altas cumbres glaciales de Sierra Nevada.

Sin embargo, y esto es ya otra realidad mucho menos conocida por la ciudadanía, cada uno de estos escenarios naturales es, además, y deberíamos decir sobre todo, un "paisaje geológico" diferente, con personalidad propia y definida, que encierra en sí mismo las claves para desvelarnos su origen, su edad y su evolución geográfica, climática y biológica a lo largo de los tiempos. La geodiversidad andaluza es también generosa, y base sobre la que se sustenta su rica diversidad biológica, su biodiversidad.

Detrás de cada uno de esos paisajes se encierra siempre una historia geológica fantástica y apasionante, y para poder reconstruirla, remontándose en ocasiones a cientos millones de años, los geólogos estudian los rasgos más sobresalientes de cada uno de ellos, aquéllos en los que se desvelan las claves de su evolución, pequeñas piezas de un gigantesco puzzle cuya reconstrucción nos da una idea, cada vez más precisa, de cómo fueron la geografía..., el clima... y la vida en la región andaluza en épocas remotas. Estos reveladores rasgos, tan importantes para nosotros, son nuestro patrimonio geológico, una parte esencial de nuestro patrimonio natural y cultural, constituyen la Memoria de la Tierra.

La Junta de Andalucía, a través de la Consejería de Medio Ambiente, viene trabajando desde hace tiempo en una doble tarea. Por un lado, la de identificar y proteger este valioso patrimonio natural, por otro, la de desvelar su valor a la sociedad andaluza, más allá de los herméticos ámbitos científicos.

La publicación que en esta ocasión presento pretende ser una aportación más, otro pequeño grano de arena, en la tarea de sensibilizar a los ciudadanos y a la opinión pública, a través del conocimiento, sobre el valor de nuestro patrimonio geológico y sobre la necesidad de amarlo, respetarlo y, por qué no, usarlo de forma ordenada y durable, haciendo así realidad el modelo de Desarrollo Sostenible que impulsa el Gobierno Andaluz.

La guía forma parte de un proyecto más amplio denominado "Inventario de Georrecursos Culturales, Diagnóstico y Valoración de la Geodiversidad en Andalucía", que se inscribe, a su vez, en el conjunto de actuaciones que desarrollan la "Estrategia Andaluza para la Conservación de la Geodiversidad". Todas ellas, iniciativas pioneras de la Junta de Andalucía, que han convertido a la Geodiversidad andaluza en uno de los objetivos prioritarios de actuación, tanto de su administración ambiental y educativa (Geoconservación), como de la turística y de Desarrollo Rural (Geoturismo y Espeleoturismo).

Con esta publicación pretendemos que el viajero se adentre en la increíble historia de la formación y evolución de los paisajes geológicos que visita, parte integrante del patrimonio natural y cultural andaluz, y no sólo que los disfrute, también que nos ayude a conservarlos. Porque sólo puede amarse lo que se comprende y sólo se comprende lo que se nos descubre y enseña.

Fuensanta Coves
Consejera de Medio Ambiente

Capítulo 1. Introducción	17
1.1. Geodiversidad, patrimonio geológico y georrecursos culturales	19
1.1.1. Estrategia Andaluza de Conservación de la Geodiversidad	20
1.1.2. Inventario de Georrecursos Culturales de Andalucía	24
1.2. Acerca de la guía: aclaraciones previas de uso	29
1.3. Síntesis geológica de Andalucía	31
1.3.1. El Macizo Ibérico	32
1.3.2. La Cordillera Bética	34
1.3.3. Las Depresiones Neógenas	36
Capítulo 2. Costa de Huelva	39
2.1. Contexto geológico	41
2.2. Sistemas morfodinámicos, formas y procesos de interés	44
2.2.1. Sistema Estuarino. Las marismas atlánticas	44
2.2.2. Sistema Costero. Flechas litorales	46
2.2.3. Sistema Eólico. Los complejos dunares litorales activos	47
2.3. Localidades de interés	48
2.3.1. Complejo Flecha litoral de El Rompido, Marismas del río Piedras y Laguna de El Portil	48
2.3.2. Complejo Flecha litoral de Punta Umbría, Isla Saltés y Marismas de El Burro en el río Odiel	53
2.3.3. Complejo Doñana (Flecha litoral, Dunas del Cerro de los Ánsares, Vetas de Doñana, Nocles de Doñana)	55
2.3.4. Acantilado de El Asperillo y dunas de El Abalarío	59
2.4. Otras localidades de interés	61
2.4.1. Cabezos de Huelva	61
2.4.2. Pistas fósiles de Lepe	61
Capítulo 3. Costa de Cádiz	63
3.1. Contexto geológico	65
3.2. Sistemas morfodinámicos, formas y procesos de interés	69
3.2.1. Sistema Costero: acantilados, playas y rasas marinas	70
3.3. Localidades de interés	71
3.3.1. Beachrock cuaternario de la playa de El Chato	71
3.3.2. Complejo de Sancti Petri	71
3.3.3. Acantilado de La Barrosa	74
3.3.4. Acantilados y calas de Cabo Roche y Conil	75
3.3.5. Tómbolo y Cabo de Trafalgar	77
3.3.6. Acantilado de Barbate y Caños de Meca	78
3.3.7. Ensenada y dunas de Bolonia, Punta Palomas y Valdevaqueros	80
3.3.8. Tómbolo e Isla de Tarifa	81
3.3.9. Turbiditas de Punta Carnero y Getares	82
3.3.10. Montera del Torero	83

3.4. Otras localidades de interés	83
3.4.1. Laguna de la Janda	83
Capítulo 4. El karst subbético	85
4.1. Contexto geológico	87
4.2. Sistemas morfodinámicos, formas y procesos de interés	88
4.2.1. Sistema Kárstico	88
4.2.2. Sistema Lacustre	93
4.3. Localidades de interés	94
4.3.1. Complejo de las Motillas	94
4.3.2. Sierra de Líbar	94
4.3.3. Polje de la Sierra de Líbar	99
4.3.4. Cueva de la Pileta	100
4.3.5. Complejo Hundidero-Gato	100
4.3.6. Polje y sima de los Llanos del Republicano	102
4.3.7. Manga de Villaluenga	102
4.3.8. Sierra del Endrinal	103
4.3.9. Paleokarst de Grazalema	105
4.3.10. Desfiladero de los Gaitanes	105
4.3.11. Torcal de Antequera	106
4.3.12. Laguna de Fuente de Piedra	109
4.3.13. Karst de Sierra Gorda	110
4.3.14. Polje de Zafarraya	111
4.4. Otras localidades de interés	112
4.4.1. Peridotitas de los Reales-Sierra Bermeja	112
4.4.2. Tajos del río Alhama y manantiales termales de Alhama de Granada	112
Capítulo 5. Sierra Nevada y entorno	115
5.1. Contexto geológico	117
5.2. Sistemas morfodinámicos, formas y procesos de interés	121
5.2.1. Sistema Glaciar	121
5.3. Localidades de interés	123
5.3.1. Cabecera del río Genil	123
5.3.2. Cabecera del río Lanjarón	126
5.3.3. Cabecera del río Poqueira	127
5.4. Otras localidades de interés	129
5.4.1. Manantiales de Lanjarón	129
5.4.2. Arenales del Tvevunque	130
5.4.3. Desfiladero de Los Cahorros	132
5.4.4. Minas de oro de Lancha de Cenes	132
5.4.5. Abanicos deltaicos de Monachil	134
5.4.6. Falla de Nigüelas y Turbera de Padul	135

Capítulo 6. Desierto de Tabernas	137
6.1. Contexto geológico	139
6.2. Sistemas morfoodinámicos, formas y procesos de interés	141
6.2.1. Sistema Denudativo	141
6.3. Localidades de interés	145
6.3.1. Badlands del subdesierto de Almería	145
6.3.2. Turbiditas de las Salinas	145
6.3.3. Cerro Alfaro	147
6.3.4. Travertinos de las Salinas	150
6.3.5. Depósitos lacustres de Tabernas	151
6.3.6. Capa Gordo de la Rambla de Indalecio	152
6.4. Otras localidades de interés	153
6.4.1. La Minería de la Sierra de Gádor	153
6.4.2. Minas de hierro de Lucainena	154
Capítulo 7. Cabo de Gata - Bahía de Almería	157
7.1. Contexto geológico	159
7.2. Sistemas morfoodinámicos, formas y procesos de interés	164
7.2.1. Sistema Volcánico	164
7.3. Localidades de interés	167
7.3.1. El Cerro de Vela Blanca	167
7.3.2. Domos volcánicos de Punta Baja	168
7.3.3. Playa de Mónsul	169
7.3.4. Rocas volcánicas del Morrón de los Genoveses	170
7.3.5. Domos volcánicos de los Frailes	171
7.3.6. Eolianitas de los Escullos	171
7.3.7. Megartesas del Argamasón	172
7.3.8. Arrecife de Mesa de Roldán	173
7.3.9. Albufera de Cabo de Gata	173
7.3.10. Playas fósiles de la Rambla de las Amoladeras	174
7.3.11. Mina de oro de Rodalquilar	175
7.4. Otras localidades de interés	177
7.4.1. Hoyazo de Níjar	177
7.4.2. Isla Negra y Terreros	181
Capítulo 8. La cuenca y el karst en yesos de Sorbas	183
8.1. Contexto geológico	185
8.2. Localidades de interés	187
8.2.1. Karst en yesos de Sorbas	187
8.2.2. Sistema Covadura	191
8.2.3. Sistema de la Cueva del Agua	192
8.2.4. Cueva del Tesoro	192
8.2.5. Serie estratigráfica del Molino del río Aguas	193
8.2.6. Superconos de yeso del río Aguas	195
8.2.7. Arrecife de Cariatiz	196
8.2.8. Playas fósiles de Sorbas	197

Capítulo 9. Cuenca de Guadix-Baza	199
9.1. Contexto geológico	201
9.2. Localidades de interés	204
9.2.1. Yacimiento de Venta Micena	204
9.2.2. Yacimiento de Barranco León	208
9.2.3. Yacimiento de Fuentenueva	208
9.2.4. Yacimiento de Fonelas	208
9.2.5. Yacimiento de la Solana del Zamborino	209
9.2.6. Cueva Horá	209
9.2.7. Cueva de las Ventanas	210
9.3. Otras localidades de interés	211
9.3.1. Modelado erosivo de la Cuenca de Guadix: Badland de Negratín, Badland de Gorafe y Badland del Guadiana Menor . . .	211
9.3.2. Minas del Marquesado	213
 Capítulo 10. Sierras de Cazorla, Segura y las Villas y Sierra de Castril . .	215
10.1 Contexto geológico	217
10.2 Sistemas morfoodinámicos, formas y procesos de interés	219
10.3 Localidades de interés	221
10.3.1. Falla de Tíscar	221
10.3.2. Los pliegues del río Borosa	221
10.3.3. La Cerrada de Elías y los travertinos de los Órganos	222
10.3.4. Cerrada de Utrero-Lanchar de Linarejos	226
10.3.5. Nacimiento del río Guadalquivir	227
10.3.6. Nacimiento del río Segura	228
10.3.7. Karst y sima del Pinar Negro	229
10.3.8. Nacimiento del río Castril	230
10.3.9. Peña de Castril	231
10.3.10. Serie estratigráfica de El Yelmo	232
10.4 Otras localidades de interés	233
10.4.1. Icnitas de Santisteban del Puerto	233
 Capítulo 11. Despeñaperros - Fosa de Bailén	235
11.1. Contexto geológico	237
11.1.1. La Zona Centro-Ibérica	237
11.1.2. La Fosa de Bailén y el distrito minero de Linares-La Carolina . .	239
11.2. Localidades de interés	241
11.2.1. Los Órganos de Despeñaperros	241
11.2.2. La Cascada de Cimbarra	242
11.2.3. Distrito Minero de Linares: Mina de San Vicente, Fundición de la Cruz y Fundición de la Tortilla	243
11.2.4. Distrito Minero de La Carolina: Mina de Sinapismo y Los Guindos	244
11.2.5. Pliegues y zona de cizalla de la Carolina	248

Capítulo 12. Eje Subbético de Jaén - Córdoba	249
12.1. Contexto geológico	251
12.2. Sistemas morfodinámicos, formas y procesos de interés	254
12.3. Localidades de interés	254
12.3.1. Turbiditas calcáreas de la Formación Toril	254
12.3.2. Slumps de la Formación Carretero	255
12.3.3. Serie Jurásico-Cretácico del Cortijo de Casablanca	258
12.3.4. Ventana Tectónica de Valdepeñas de Jaén	258
12.3.5. Karst de Sierra Mágina	259
12.3.6. Manantial de río Frío	260
12.3.7. Picacho de la Sierra de Cabra	260
12.3.8. Lapiáz de los Lanchares	261
12.3.9. Dolinas de los Hoyones	262
12.3.10. Polje de la Nava de Cabra	262
12.3.11. Sima de Cabra	263
12.3.12. Cueva de los Murciélagos	263
12.3.13. Serie Jurásica de la Cañada del Hornillo	264
Capítulo 13. Cuenca carbonífera del Guadiato	265
13.1. Contexto geológico	267
13.2. Localidades de interés	270
13.2.1. Cuenca de Valdeinfierno	270
13.2.2. Cuenca del Guadiato: Capa Cervantes, Pozo San Antolín, Pozo Espiel	270
13.3. Otras localidades de interés	274
13.3.1. Coladas volcánicas de Fuente Obejuna	274
13.3.2. Peñón del Belmez	274
13.3.3. Troncos fósiles de Belmez	274
Capítulo 14. Cuenca del Guadalquivir	275
14.1. Contexto geológico	277
14.2. Sistema morfodinámico, formas y procesos de interés	279
14.2.1. Sistema Fluvial	279
14.3. Localidades de interés	285
14.3.1. Areniscas calcáreas de las Aguzaderas	285
14.3.2. Moronitas de Sanlúcar de Barrameda	286
14.3.3. Albero de Alcalá de Guadaíra	286
14.3.4. Unidad Olitostrómica del Guadalquivir	286
14.3.5. Paleodelta de Posadas - Almodóvar del Río	287
14.3.6. Paleocanal de la Cuesta del Espino	287
14.3.7. Tajos de Ronda	288
14.3.8. Frente de cabalgamiento de Zuheros	288
14.3.9. Discordancia de Villafranca de Córdoba	289
14.3.10. Meandro encajado del río Guadalquivir en Montoro	289
14.3.11. Mesa de Setefilla	289
14.3.12. Terrazas del río Guadalquivir	293

14.4. Otras localidades de interés	293
14.4.1. Karst y mina del Cerro del Hierro	293
14.4.2. Berrocal de Almadén de la Plata	294
14.4.3. Cueva de los Covachos	296
14.4.4. Travertinos del Huesna	296
Capítulo 15. Faja Pirítica en Riotinto - Tharsis	299
15.1. Contexto geológico	301
15.2. Localidades de interés	303
15.2.1. Minas de Riotinto	303
15.2.2. Minas de Tharsis y la Zarza	308
15.3. Otras localidades de interés	309
15.3.1. Gruta de las Maravillas	309
15.3.2. Travertinos de Zufre y Alájar	310
Anexos. Glosario, bibliografía, sitios web y publicaciones	311
Glosario	313
Referencias bibliográficas	319
Sitios web de interés	325
Otro material divulgativo	325

Capítulo 1 . . .

Introducción



► 1.1. Geodiversidad, patrimonio geológico y georrecursos culturales

El concepto clásico de *patrimonio geológico* define a aquellos elementos geológicos tales como formaciones y estructuras geológicas, paisajes geomorfológicos, yacimientos paleontológicos y mineralógicos, etc., de significativo valor para reconocer, estudiar e interpretar la historia geológica de una determinada región o territorio. Este registro geológico constituye la Memoria de la Tierra. Se trata, por tanto, de un recurso natural no renovable que constituye un bien común y que forma parte inseparable del patrimonio natural y cultural de la Humanidad. Su destrucción es siempre irreversible y su desaparición conlleva la pérdida de una parte de esa memoria que es absolutamente imprescindible conservar (Declaración de Internacional de Los derechos de la Tierra, Digne, Francia, 1991).

El concepto de patrimonio geológico, en el sentido señalado, viene siendo manejado por la comunidad geocientífica desde mediados del siglo XX, aunque en la última década de este mismo siglo cobra mayor fuerza al reivindicarse, esencialmente desde el ámbito científico, la necesidad de atender a la conservación del patrimonio geológico y de la geodiversidad con igual interés con el que se atiende a la protección del patrimonio vivo, de la biodiversidad.

Un nuevo prisma de observación, sin embargo, nace, aún más recientemente, tras la Conferencia de Río (1992) y se traslada al espíritu de la planificación estratégica europea en materia de medio ambiente, desarrollo rural y política cultural: la observación del patrimonio geológico no sólo como un recurso científico sino como un recurso didáctico y económico de interés en la aplicación de estrategias de desarrollo sostenible sobre un determinado territorio. El restringido concepto de patrimonio geológico da paso así, con el cambio de siglo, a un concepto más moderno y amplio, el de *georrecurso cultural*.

Podría definirse en este sentido un georrecurso cultural como un elemento, conjunto de elementos, lugares o espacios de alto valor geológico que cumplan al menos una de las condiciones siguientes:

- que tengan un elevado valor científico y/o didáctico y, por tanto, deban ser objeto tanto de una protección adecuada como de una gestión específica (concepto, por tanto paralelo, e incluso, si se quiere, idéntico al de patrimonio geológico), o
- que sean susceptibles de ser utilizados y gestionados como recurso con la finalidad de incrementar la capacidad de atracción global del territorio en el que se ubican y, en consecuencia, de mejorar la calidad de vida de la población de su entorno (un georrecurso puede no tener un excepcional valor científico pero si una alta potencialidad para una utilización económica, geoturística, por ejemplo).

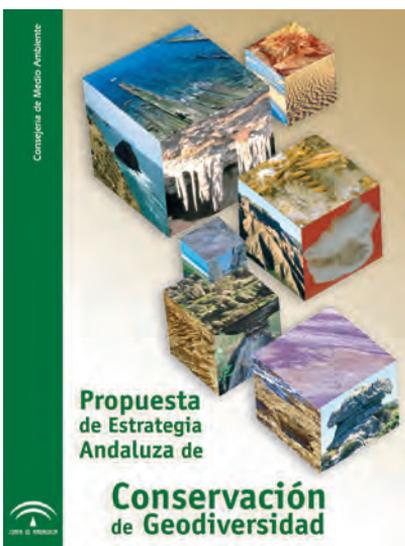
La puesta en valor de los activos naturales y culturales debe constituir, en efecto, uno de los ejes de las actuales estrategias de desarrollo sostenible en áreas rurales, tal y como recoge la propia Carta Rural Europea. Los georrecursos culturales deberían ser considerados como activos naturales y culturales más en la oferta de desarrollo socioeconómico de estos espacios, al igual que el resto de recursos naturales (flora, fauna, vegetación, paisaje, etc.) y culturales, o el patrimonio arqueológico y etnográfico.

La realidad, sin embargo, manifiesta que con carácter general los georrecurso son escasamente utilizados en los proyectos de interpretación y utilización didáctica y turística de áreas rurales, incluso en territorios favorecidos por la declaración de Espacio Natural Protegido. El problema arranca de la ausencia sistematizada de inventarios de elementos de interés. Se desconoce, en suma, su existencia y el valor que pueden proporcionar como un activo más en la oferta medioambiental de un determinado espacio.

En Andalucía, aunque la atención a la Geodiversidad se inicia ya en 1989, con la incorporación a la Red de Espacios Naturales Protegidos de Andalucía (RENPA) de determinados enclaves de alto valor geológico, es a partir del año 2000 cuando se abre una nueva etapa en la que se aborda la planificación y la conservación de los recursos geológicos de una manera integral e integradora. Todo ello con el fin último de ser incorporados de modo definitivo a la política general de conservación del medio natural, por un lado, y como activos culturales en las estrategias de desarrollo sostenible en el medio rural, por otro. Dos hitos referencian este cambio: la *Estrategia Andaluza de Conservación de Geodiversidad* y el *Inventario de Georrecurso de Andalucía*.

Esta guía constituye de hecho un producto divulgativo más derivado de ese esfuerzo por acercar a la ciudadanía los positivos resultados de los trabajos referenciados, a los que nos vamos a acercar con un poco de más detalle.

► 1.1.1. Estrategia Andaluza de Conservación de la Geodiversidad



La Estrategia Andaluza de Conservación de la Geodiversidad nace con el objetivo general de consolidar e integrar de modo definitivo la conservación y puesta en valor de los georrecurso en la política general de gestión del medio natural.

Con esta intención el 14 de julio de 2001 se firmó el "Acuerdo Específico entre la Consejería de Medio Ambiente de la Junta de Andalucía y la Universidad de Granada para la Elaboración de las Bases de la Estrategia de Geodiversidad de Andalucía".

El borrador de propuesta fue presentado en las Jornadas de Conservación de la Geodiversidad de Andalucía, que tuvieron lugar en la Universidad de Granada en junio de 2003, iniciándose un

período de información. En estos momentos continúa el proceso de tramitación de la Estrategia hasta su Aprobación Definitiva.

>>> Principios básicos de la Estrategia

- El patrimonio geológico natural y cultural de Andalucía constituye un recurso no renovable cuya destrucción supone una pérdida irreparable. Por ello, la política de gestión del medio natural en Andalucía debe considerar e integrar no sólo la "bioconservación" sino también la "geoconservación".

- Andalucía cuenta con un patrimonio geológico excepcional con numerosos elementos de importancia internacional, de interés científico, didáctico o turístico.
- Este patrimonio geológico no es sólo un recurso natural de interés medioambiental, sino un activo cultural, un georrecurso cultural, útil para el desarrollo socioeconómico de los espacios donde se ubica, configurándose por ello, como un nuevo yacimiento de empleo dentro de la estrategia de desarrollo sostenible de áreas rurales.
- Sin embargo, paradójicamente, los georrecurso han sido poco utilizados en iniciativas de desarrollo endógeno, a pesar de sus posibilidades de divulgación y de aprovechamiento didáctico y turístico en áreas rurales. Existe, además, una notable coincidencia entre los territorios ricos en georrecurso y las comarcas deprimidas desde el punto de vista socioeconómico.

>>> **Objetivos de la Estrategia**

1. Establecer el marco conceptual necesario para definir el objeto, ámbito, alcance y criterios para la conservación y puesta en valor de la geodiversidad de Andalucía.
2. Analizar y evaluar, con carácter general, las características y estado del patrimonio geológico andaluz, desde el punto de vista ambiental, normativo, administrativo y socioeconómico.
3. Valorar la geodiversidad andaluza y su papel potencial como recurso medioambiental, científico, educativo, cultural y económico en el ámbito de la Comunidad Autónoma Andaluza y muy especialmente dentro del actual Inventario de Espacios Naturales Protegidos de Andalucía.
4. Establecer criterios y directrices que referencien las actuaciones a desarrollar para la conservación de los georrecurso.
5. Proponer actuaciones e iniciativas a desarrollar en los diferentes ámbitos (legislativo, conservación de la naturaleza, difusión, inventarios, etc.) para la conservación de los georrecurso.
6. Proponer una metodología para el inventario, valoración y diagnóstico del patrimonio de georrecurso de Andalucía.

>>> **Propuestas contenidas en la Estrategia**

La Estrategia plantea diferentes propuestas de actuación, que abordan cuatro líneas de trabajo: inventariación de los georrecurso de Andalucía; establecimiento de un marco legal y administrativo de protección; impulso de políticas y programas de utilización y puesta en valor; y desarrollo de políticas y actuaciones de coordinación con programas transnacionales. Entre las propuestas destacan las siguientes:

- Respecto a los instrumentos jurídicos de protección de aquellos georrecurso más valiosos, se plantean dos vías de actuación complementarias: aprobar una nueva reglamentación, actualmente en curso, que dote de carácter legal al Inventario Andaluz de Georrecurso, y utilizar de manera coordinada y efectiva el conjunto de textos legales, disposiciones e instrumentos administrativos ya existentes.
- Se propone la adscripción explícita de las competencias de planificación, gestión, conservación y utilización de los georrecurso a la Consejería de Medio Ambiente, sin menoscabo de las competencias compartidas y complementarias de otras administraciones.

- Plantea la creación de la Comisión Andaluza de Patrimonio Geológico, como órgano científico de asesoramiento; y del Comité Andaluz de Patrimonio Geológico, como órgano de coordinación administrativa.
- Se propone un amplio conjunto de iniciativas para la investigación, aprovechamiento didáctico, uso turístico y divulgación de los georrecursos, así como la participación en los programas transnacionales "Geosites" y "Geoparks".
- Para impulsar las propuestas de actuaciones contenidas en la Estrategia se consideran suficientes los diferentes instrumentos financieros y programas de conservación, desarrollo y empleo en áreas rurales ya existentes en las distintas administraciones e instituciones competentes. Basta la consideración de los georrecursos como un activo más de desarrollo socioeconómico en áreas rurales deprimidas. Se trata de aprovechar los fondos de financiación ya existentes y hasta ahora poco utilizados en esta materia.

► 1.1.2. Inventario de Georrecursos Culturales de Andalucía

El Inventario, iniciado en el año 2001, es un proyecto que nace para hacer realidad uno de los objetivos contenidos en la Estrategia Andaluza para la Conservación de la Geodiversidad. Su realización tiene un carácter prioritario, ya que difícilmente se pueden acometer iniciativas concretas de conservación del patrimonio geológico sin un conocimiento previo de la situación.

>>> **Objetivos del Inventario**

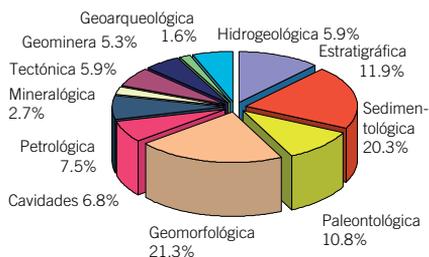
1. Realizar un catálogo sistemático de Localidades de Interés Geológico de Andalucía.
2. Tipificar y valorar los georrecursos identificados, en función de criterios de calidad, potencialidad de uso público y fragilidad.
3. Establecer las medidas oportunas para su protección y, en su caso, utilización activa.
4. Realizar un diagnóstico sobre la geodiversidad de Andalucía.
5. Definir un itinerario o ITER Geológico para Andalucía.
6. Incorporar toda la información recogida al Sistema de Información Ambiental de la Consejería de Medio Ambiente, como instrumento técnico de trabajo.
7. Optimizar la información obtenida mediante la producción y distribución de productos divulgativos.

>>> **Resultados del Inventario**

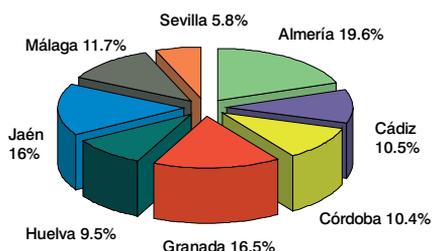
Hasta la fecha se han inventariado 588 localidades (ver mapa de "Zonas de concentración de Georrecursos e lter geológico" en las páginas 28 y 29) que han sido clasificadas dentro de 11 categorías, siendo las más frecuentes la *geomorfológica* y *sedimentológica* (más del 40%). Los elementos de interés *estratigráfico* y *paleontológico* tienen valores intermedios, constituyendo alrededor del 22,70%; mientras que las categorías *petrológica*, *cavidades*, *hidrogeológica*, *geominera*, *tectónica* y *mineralógica*, suponen cada una de ellas entre el 2% y el 7% del total, siendo la de menor representación la *geoarqueológica* con tan sólo el 1,55%. El inventario permanece abierto en todo momento.

Las localidades inventariadas no se distribuyen regularmente por el territorio andaluz sino que, con frecuencia, aparecen concentradas en zonas con-

DISTRIBUCIÓN DE LOCALIDADES POR CATEGORÍAS

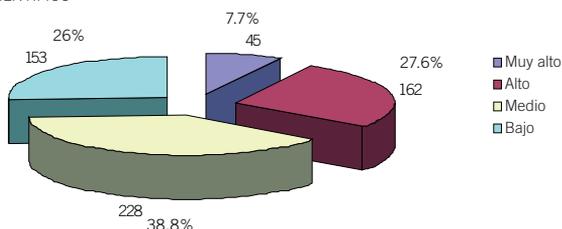


DISTRIBUCIÓN DE LOCALIDADES POR PROVINCIAS

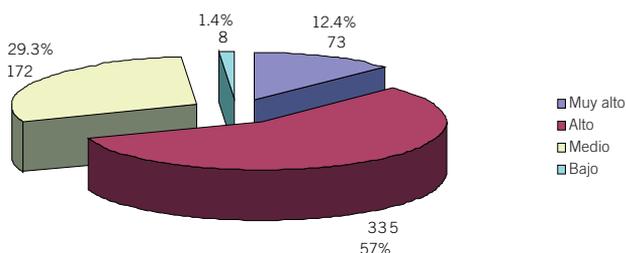


RESULTADOS GLOBALES DE VALORACIÓN DE LOCALIDADES

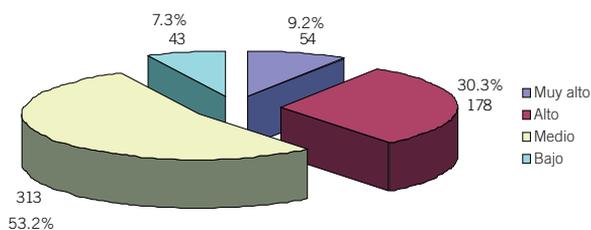
VALOR CIENTÍFICO



VALOR DIDÁCTICO



VALOR TURÍSTICO



cretas. La distribución provincial tampoco resulta homogénea, así: Almería, Granada y Jaén son las provincias con mayor número de localidades, mientras que Sevilla es la provincia en la que se ha inventariado un número menor, tan sólo un 6% del total.

Una vez inventariados los georecursos, se procedió a su valoración mediante la aplicación de unos criterios de baremación normalizados para cada uno de los siguientes aspectos: científico, didáctico y turístico. Los resultados obtenidos concluyen que 45 lugares tienen un valor muy alto desde el punto de vista científico, 73 lo tienen en el didáctico, y 54 en el turístico.

Categorías de georrecursos



Cavidades.



Estratigráfica.



Sedimentológica.

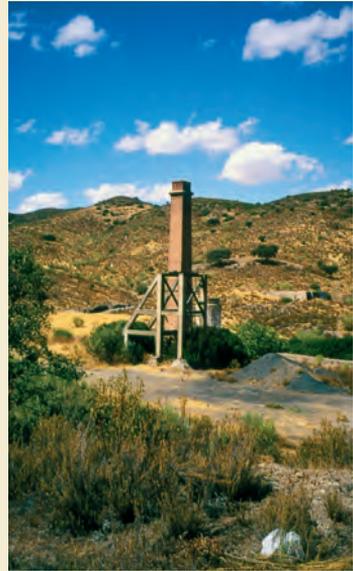
Geomorfológica.



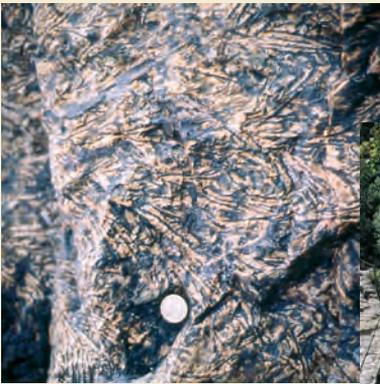
Hidrogeológica.



Geoarqueológica.



Geominera.

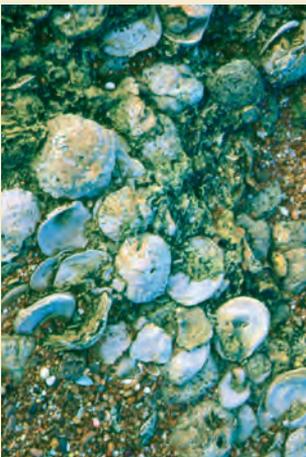


Petrológica.



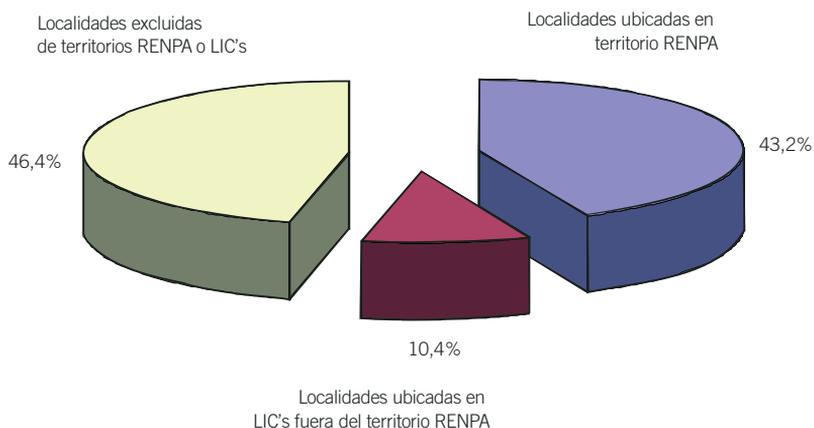
Tectónica.

Paleontológica.



Mineralógica.





Hay que destacar que el 43,2% de estas localidades cuentan ya con algún grado de protección al estar incluidas dentro de la Red de Espacios Naturales Protegidos de Andalucía (RENPA) como Monumentos Naturales, Parajes Naturales o bien dentro del territorio de diferentes Parques Naturales o Nacionales.

Del 56,8% restante, casi el 18% de las localidades se encuentran dentro de algunas de las propuestas de LIC (Lugar de Interés Comunitario) de Andalucía.

>>> Algunas de las propuestas más significativas del Inventario

Entre las propuestas que acompañan al Inventario se considera la inclusión de nuevas localidades en la RENPA, concretándose diferentes propuestas entre las que destacan:

- La Declaración como *Parque Nacional de los subdesiertos de Almería*.
- El establecimiento de tres nuevos *Parajes Naturales*: badlands de la Cuenca de Guadix-Baza (Granada); complejo kárstico de Salinas - Fuente Camacho y karst de Sierra Gorda.
- 73 localidades se consideran susceptibles de ser declaradas *Monumentos Naturales*.

Finalmente, en el trabajo se propone una serie de medidas encaminadas a la *protección activa* de los georrecurso inventariados (vallados perimetrales, cubrición, señalización disuasoria) y a permitir su *utilización* (mejoras de los accesos, tanto peatonales como de tráfico rodado, señalización de los accesos y las instalaciones de uso público que puedan estar asociadas, señalización interpretativa, etc.).

► 1.2. Acerca de la guía: aclaraciones previas de uso

La guía describe, por capítulos, aquellas áreas que presentan una alta concentración de localidades de interés geológico, según los resultados obtenidos en el Inventario Andaluz de Georrecursos Culturales realizado por la Junta de Andalucía, que llega a identificar un total de 588 localidades de interés. Lógicamente, en la Guía no se describen todas las localidades, sino aquellas que se han considerado más significativas de acuerdo con los objetivos y con la orientación pedagógica de la misma.

Cada capítulo se dedica a un territorio más o menos extenso representativo de un determinado contexto geológico en el marco de la geodiversidad global andaluza. Quiere decir esto que ese área o territorio define muy bien las características de la unidad geológica a la que pertenece, de modo que se le ha asignado su representación en esta guía (las unidades geológicas andaluzas son descritas en el epígrafe 1.3).

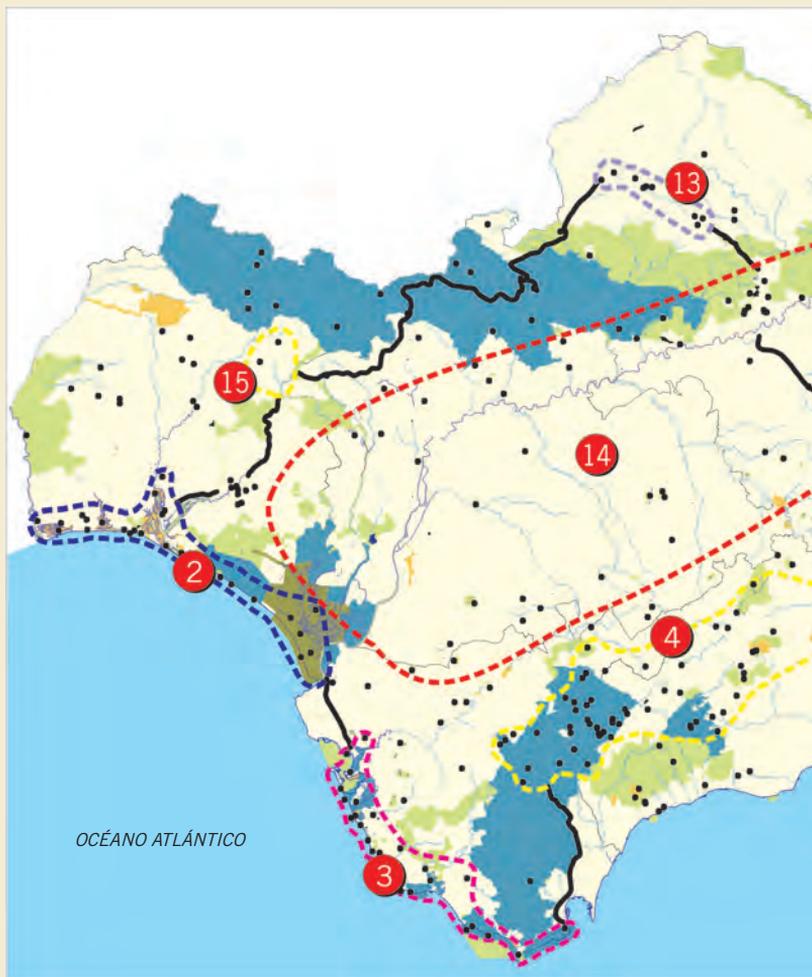
Por otro lado, cada territorio, además de ser representativo de una unidad geológica andaluza, es también exponente de un determinado paisaje geológico. Este paisaje geológico es consecuencia de la acción predominante de uno o varios agentes o elementos modeladores del relieve sobre esa unidad; es decir, es consecuencia del predominio de un determinado sistema morfogénético. Así, determinados paisajes son representativos del sistema morfodinámico kárstico (acción disolvente del agua sobre rocas), o del glaciar (acción modeladora de antiguas masas de hielo sobre el sustrato), o del estuarino (paisaje morfológico donde se entremezclan los procesos fluviales y litorales), o del litoral, etc.

De este modo, en cada una de las áreas descritas se realiza, además de una descripción geológica de la unidad a la que representa, una introducción a los procesos y formas del sistema morfogénético dominante. Estas descripciones ya no vuelven a repetirse en capítulos posteriores, aunque se describan rasgos que tienen que ver con procesos también característicos de ese sistema. Quiere decir ello que, por ejemplo, las generalidades del sistema kárstico se abordan en el capítulo 4, correspondiente al Eje Subbético Grazalema – Torcal de Antequera – Sierra Gorda, y no vuelven a ser repetidas en el capítulo 10 correspondiente al Prebético de las Sierras de Cazorla – Segura – Las Villas y Castril, aunque los rasgos geomorfológicos que se describen en este último también se inscriban mayoritariamente en el dominio de los procesos que acontecen en el sistema kárstico.

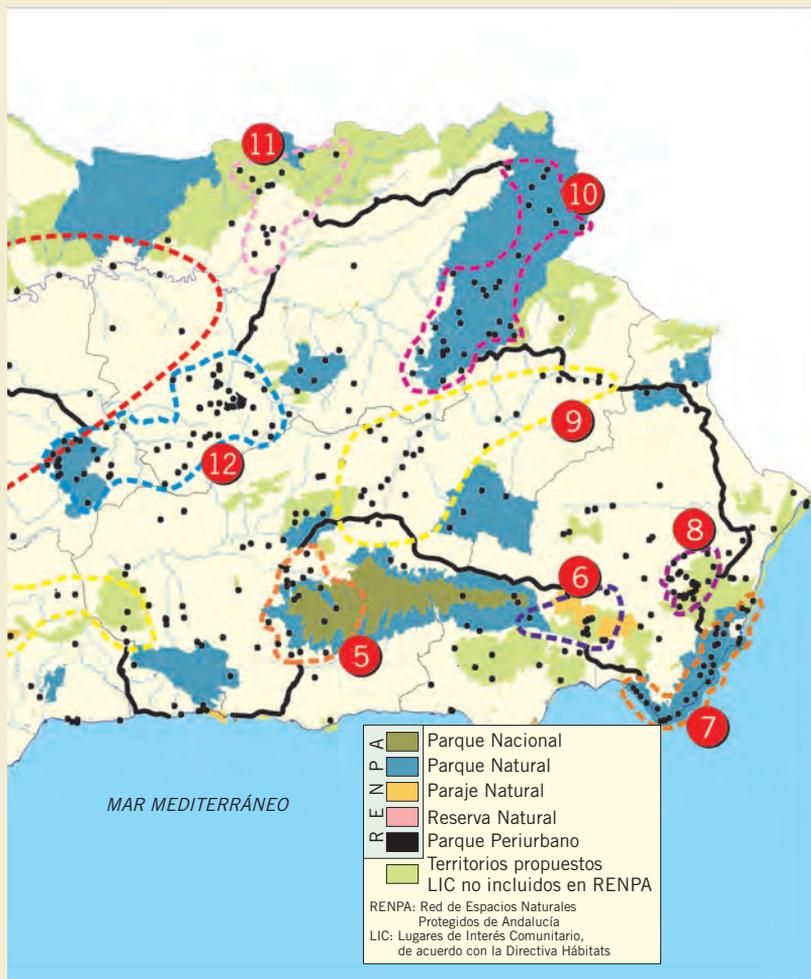
La Guía consta, así, de 15 capítulos. El primero, de carácter general, incluye cuestiones relacionadas con el uso de la guía y una introducción a la geología general de Andalucía. Los 14 capítulos restantes introducen los contenidos geológicos más representativos de la geodiversidad de Andalucía. Las zonas seleccionadas coinciden, como ya se ha referido, con áreas de alta densidad de localidades de interés, que comparten rasgos geológicos y geomorfológicos de una cierta homogeneidad e interés.

Las áreas son descritas siguiendo un hipotético gran itinerario geológico por Andalucía, que comenzaría y terminaría en Ayamonte (Huelva), después de hacer el recorrido indicado en la figura adjunta.

La siguiente tabla indica qué unidades geológicas y sistemas morfogénéticos son introducidos en cada capítulo o zona.



- Localidades inventariadas
- Capítulo 2. Costa de Huelva
- Capítulo 3. Costa de Cádiz
- Capítulo 4. El karst subbético
- Capítulo 5. Sierra Nevada y entorno
- Capítulo 6. Desierto de Tabernas
- Capítulo 7. Cabo de Gata y Bahía de Almería
- Capítulo 8. La cuenca y el karst en yesos de Sorbas



- Capítulo 9. Cuenca de Guadix - Baza
- Capítulo 10. Sierras de Cazorla, Segura y Las Villas y Sierra de Castril
- Capítulo 11. Despeñaperros y Fosa de Bailén
- Capítulo 12. Eje Subbético de Jaén - Córdoba
- Capítulo 13. Cuenca carbonífera del Guadiato
- Capítulo 14. Cuenca de Guadalquivir
- Capítulo 15. Faja pirítica de Riotinto - Tharsis
- ITER Geológico

	Denominación del área	Unidades Geológicas introducidas	Sistemas morfolodinámicos, formas y procesos	Otros contenidos temáticos específicos
2	Costa de Huelva	Dominio de los procesos actuales sobre la fachada litoral de la cuenca del Guadalquivir	Estuarino Costero Eólico	
3	Costa de Cádiz	Unidades del Campo de Gibraltar de la Cordillera Bética	Costero	
4	El karst Subbético	Dominio Subbético Interno de las Zonas Externas de la Cordillera Bética	Kárstico Lacustre	Afloramientos de rocas ultramáficas
5	Sierra Nevada y entorno	Complejo Nevado – Filábride y Alpujárride de las Zonas Internas de la Cordillera Bética	Glaciar	
6	Desierto de Tabernas	Cuencas neógenas intramontañosas de la Cordillera Bética	Denudativo Fluvial	Minería de Sierra de Gádor
7	Cabo de Gata - Bahía de Almería	Volcanismo neógeno de la Cordillera Bética	Volcánico	
8	La cuenca y el karst en yesos de Sorbas	Cuencas neógenas intramontañosas de la Cordillera Bética	Kárstico	
9	Cuenca de Guadix – Baza	Cuencas neógenas intramontañosas de la Cordillera Bética		Modelado erosivo de la cuenca de Guadix
10	Sierras de Cazorla, Segura y las Villas y Sierra de Cástiril	Dominio Prebético de las Zonas Externas de la Cordillera Bética	Kárstico Estructural	
11	Despeñaperros - Fosa de Bailén	Zona Centro Ibérica del Macizo Ibérico		La Fosa de Bailén y el distrito minero de la Linares – La Carolina
12	Eje Subbético de Jaén - Córdoba	Unidades Intermedias y Dominio Subbético de las Zonas Externas de la Cordillera Bética	Kárstico	
13	La cuenca carbonífera del Guadiato	Zona de Ossa Morena del Macizo Ibérico		Minería del carbón y paleobotánica
14	Cuenca del Guadalquivir	Cuenca del Guadalquivir	Fluvial	
15	Faja Pirítica en Riotinto - Tharsis	Zona Sudportuguesa del Macizo Ibérico		Minería metálica del distrito minero de Huelva

Una vez en cada capítulo, sus epígrafes están estructurados de manera sistemática del siguiente modo:

Contexto geológico. En este bloque se introduce el marco geológico en el que se ubica el área de concentración de las localidades de interés. Se incluirá una descripción de los rasgos geológicos que marcan la importancia de la zona, además de otros aspectos específicos de interés.

Sistemas morfogénéticos o morfodinámicos, formas y procesos de interés. En este bloque se incorporan los aspectos básicos del sistema geomorfológico mejor representado en cada área. En cada caso se analizan cuáles son los procesos morfodinámicos que actúan y las formas y paisajes resultantes. El número de sistemas morfológicos que se explican en cada capítulo es variable. Hay casos en los que se introduce un solo sistema, como sucede en el capítulo del glaciario de Sierra Nevada, donde se analiza el sistema glaciar, o varios, como ocurre en el capítulo de la costa de Huelva, donde se explican los sistemas costero, estuarino y eólico. Por último, en otros capítulos no se incluye este bloque de información, por haber sido introducido en capítulos anteriores.

Localidades de Interés. Las localidades de interés se entienden como unidades de superficie de área variable, que se caracterizan por presentar uno o varios georrecursos de interés. Se emplea el término “complejo” cuando se hace referencia a un conjunto de localidades relacionadas entre sí referidas a una región o entorno geográfico concreto. En este sentido, el Complejo Doñana, por ejemplo, incluye un total de cinco localidades de interés, la flecha, las marismas, las dunas, las vetas y los nocles, situadas todas ellas en el entorno de Doñana.

Otras localidades de interés. Bajo este epígrafe se recogen otras localidades de interés cuyos contenidos no presentan ningún tipo de relación con la unidad temática introducida en el capítulo; o bien, se encuentran muy alejadas espacialmente del resto de las localidades descritas.

► 1.3. Síntesis geológica de Andalucía

Andalucía es una región con una gran geodiversidad, dada la presencia de rocas de todos los periodos geológicos, desde el Precámbrico (hace más 550 Millones de años, aproximadamente) hasta la actualidad. Esta riqueza se caracteriza por la diversidad de tipos de rocas (sedimentarias, ígneas y metamórficas), y la abundancia y variedad de fósiles correspondientes a innumerables géneros y especies de organismos que han existido y desaparecido a lo largo de la historia. Todo este conjunto ha sufrido numerosos procesos que han provocado su deformación y fracturación, y la acción de procesos morfodinámicos hasta generar el modelado actual.

En Andalucía se han diferenciados tres grandes dominios geológicos, cada uno de ellos con una historia geológica propia y distinta del resto. Dichos dominios son:

- El Macizo Ibérico
- La Cordillera Bética
- Las Depresiones Neógenas

1.3.1. El Macizo Ibérico

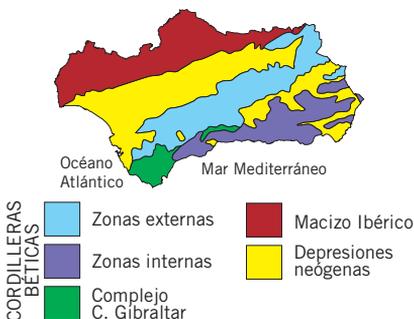
TABLA DEL TIEMPO CRONOLÓGICO

EDAD (Ma)	ERA	PERIODO/SISTEMA	ÉPOCA	
	CENOZOICO	CUATERNARIO	HOLOCENO	
			PLEISTOCENO	
1,8		TERCIARIO	NEÓGENO	PLIOCENO
5				MIOCENO
25			PALEÓGENO	OLIGOCENO
34		EOCENO		
65		PALEOCENO		
		MESOZOICO	CRETÁCICO	
145			JURÁSICO	
210			TRIÁSICO	
250	PÉRMICO			
300	CARBONÍFERO			
355	DEVÓNICO			
415	SILÚRICO			
440	PALEOZOICO	ORDOVÍCICO		
495		CÁMBRICO		
550		PRECÁMBRICO		
>4.500				

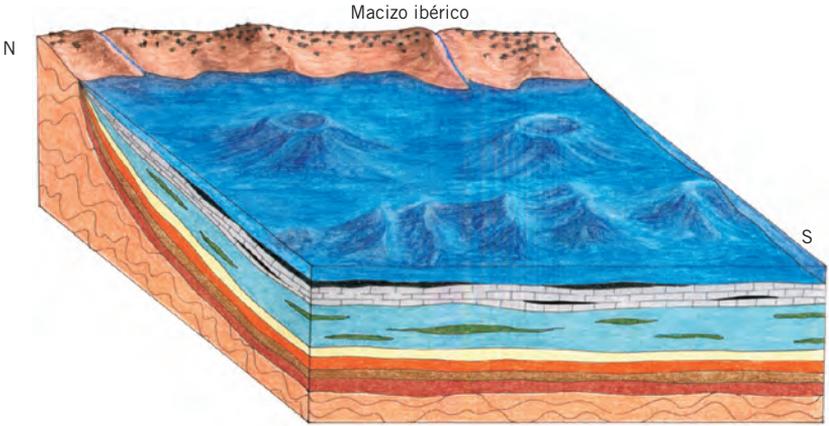
Aflora al norte del Guadalquivir, y forma las alineaciones montañosas de Sierra Morena (norte de Jaén, Córdoba, Sevilla y Huelva). Está constituido por un conjunto de rocas metamórficas (pizarras, cuarcitas, calizas marmóreas) y plutónicas (granitos y rocas afines), de edades comprendidas entre el Precámbrico y el Paleozoico, plegadas y estructuradas en bandas de dirección noroeste – sureste, limitadas por importantes fracturas de alcance regional que la compartimentan en tres Zonas: Centro-Ibérica (ocupa la parte más oriental, Jaén y Córdoba), Ossa-Morena (en la zona central, Córdoba y Sevilla) y Sudportuguesa (en la parte más occidental, Sevilla y Huelva).

La historia geológica conocida de este dominio se remonta al Cámbrico (hace más de 500 millones de años) cuando un extenso mar se extendía al sur del viejo continente emergido. En sus fondos se depositaban grandes espesores de sedimentos detríticos (conglomerados, arenas y arcillas), arrastrados por los ríos que erosionaran el relieve, y fangos carbonatados, origen de las rocas calizas, generados por el depósito de caparzones y esqueletos de organismos marinos. Unos 200 millones de años más tarde (hace 320 millones de años, en el Carbonífero) la cuenca marina se colmata de sedimentos y se reduce hasta generar extensos medios pantanosos, donde se acumularon importantes cantidades de restos vegetales, más tarde carbón. La Orogenia

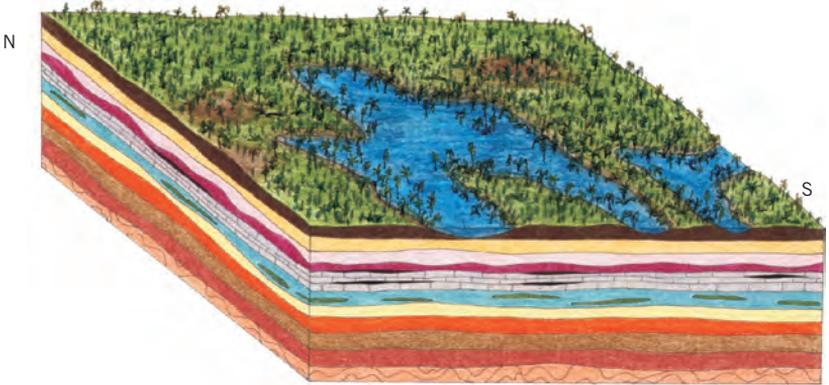
MAPA CON LAS PRINCIPALES UNIDADES GEOLÓGICAS DE ANDALUCÍA



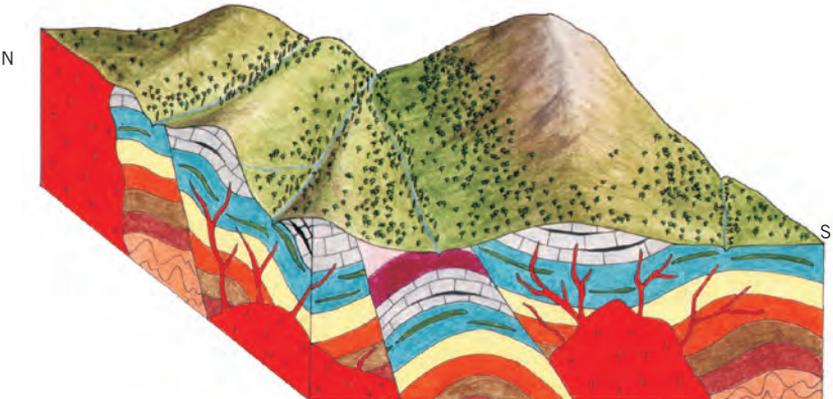
HACE 500 MILLONES DE AÑOS

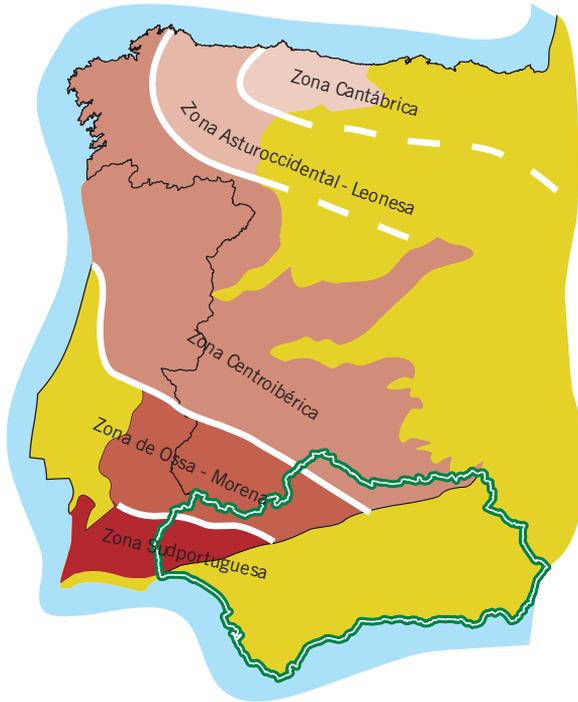


HACE 320 MILLONES DE AÑOS



HACE 200 MILLONES DE AÑOS





Hercínica, iniciada hacia esa edad, somete todos estos sedimentos a fuertes transformaciones (metamorfismo) y deformaciones (pliegues y fracturas). Las rocas resultantes fueron atravesadas por magmas, ricos en elementos metálicos, que, al intruir, generaron importantes mineralizaciones. Durante el Mesozoico, el Macizo Ibérico fue el único relieve emergido de Andalucía. Desde entonces permanece sometido a la acción de los agentes erosivos, que lo han modelado y rejuvenecido hasta conformar su actual paisaje.

► 1.3.2. La Cordillera Bética

Constituye el segundo gran dominio geológico de Andalucía, y el primero por extensión. Esta gran cordillera alpina, cuyo levantamiento está ya iniciado en el Mioceno inferior (hace 25 millones de años), se extiende desde Cádiz, por el oeste, a Almería, por el este, prolongándose por Murcia, Valencia y Baleares. A la altura del Peñón de Gibraltar se inflexiona en un gigantesco arco reproduciendo una estructura más o menos simétrica en el norte de África. Una primera subdivisión diferencia las denominadas Zonas Externas y Zonas Internas.

Las **Zonas Externas** son las más próximas al Macizo Ibérico. Corresponden a materiales mesozoicos y terciarios (hasta el Mioceno medio) depositados en un extenso mar ubicado al sur del Macizo Ibérico (Placa Ibérica emergida). Posteriormente, durante la Orogenia Alpina, se pliegan, fracturan y levantan hasta emerger. Las Zonas Externas se dividen, a su vez, en distintas unidades, más o menos coincidentes con diferentes dominios paleogeográficos.

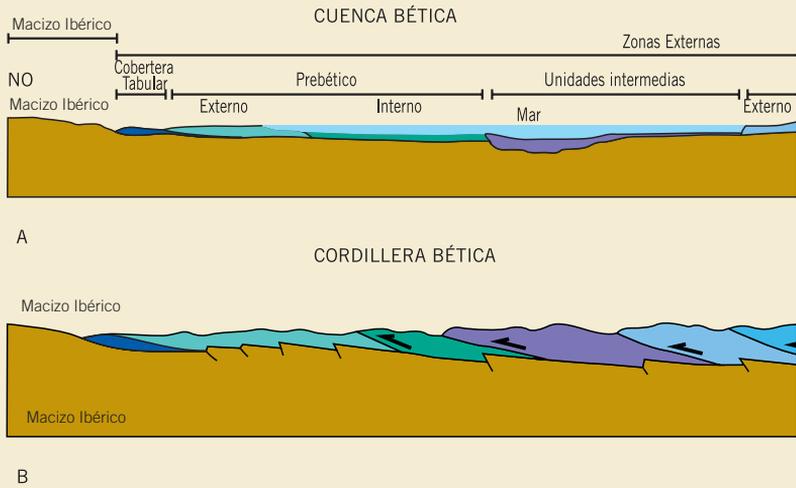
Desde la parte más próxima a la más alejada al continente (Macizo Ibérico):

- Cobertera Tabular. Materiales triásicos continentales y jurásicos marinos (calizas y dolomías) sin plegar.
- Prebético. Constituido por sedimentos marinos someros, litorales y continentales, mesozoicos y terciarios, con predominio de rocas carbonatadas y una característica estructura en escamas vergentes hacia el norte, hacia el antiguo continente ibérico. Diferencias en las secuencias litológicas, reflejo de distintas situaciones paleogeográficas, hacen posible separar un Prebético Externo, de carácter más somero (Sierra de Cazorla) y un Prebético Interno, con rocas formadas en general a mayores profundidades (Sierras del Segura y Castril).
- Unidades Intermedias. Tienen un carácter netamente más profundo, constituidas por un Jurásico calizo y un Cretácico margoso, con episodios turbidíticos (alternancia de areniscas y margas) típicos de zonas de talud continental. Cabalgan (se montan) sobre el Prebético y son cabalgadas por el Subbético.
- Subbético. Localizado en la parte más meridional de las Zonas Externas, está constituido principalmente por sedimentos profundos, de carácter pelágico, es decir, lejanos a la costa. Aunque de norte a sur se pueden subdividir en varios dominios paleogeográficos, globalmente se pueden diferenciar tres grandes conjuntos litológicos: los materiales triásicos, mayoritariamente arcillas y arenas rojas y yesos; los grandes afloramientos jurásicos y cretácicos de calizas y margas; y las margas y depósitos turbidíticos del Terciario.

Las **Zonas Internas**, las más meridionales, están constituidas por rocas metamórficas mucho más antiguas y deformadas, que formaron parte de un sector de la corteza terrestre que desde el Mediterráneo se desplazó hacia el oeste hasta colisionar con la Placa Ibérica. Esta colisión fue la que provocó la emersión y el apilamiento de las unidades de las Zonas Externas. Se diferencian tres grandes unidades, que corresponden a otros tantos complejos tectónicos. De abajo hacia arriba:

- Complejo Nevado – Filábride. Aflora en el núcleo de Sierra Nevada y en su prolongación por la Sierra de los Filabres y las de Alhambilla y Cabrera (en Almería). Está formado por rocas muy antiguas y deformadas, con un basamento de esquistos y cuarcitas precámbricos y paleozoicos y una cobertera con esquistos y mármoles, junto a rocas derivadas de la transformación (metamorfismo) de rocas magmáticas, como granitos y basaltos. Internamente está estructurado en varias subunidades apiladas tectónicamente.
- Complejo Alpujárride. Aflora orlando, en general, los relieves nevado – filábrides, a los que se superpone tectónicamente. Se estructura en varias unidades que incluyen un basamento de esquistos, y cuarcitas, de edad Precámbrico – Paleozoico, y una cobertera triásica de filitas, calizas, dolomías y mármoles.
- Complejo Maláguide. Bien representado en las sierras de Málaga, de donde toma su nombre, está compuesto por un basamento paleozoico de lutitas, areniscas, calizas y conglomerados y, muy localizada, una cobertera mesozoica y terciaria compuesta principalmente por calizas y margas. Se diferencia de los dos complejos anteriores por su bajo o nulo nivel de metamorfismo.
- Complejo Dorsaliano o Dorsal Bética es un término, no tan introducido como los anteriores, que en la nomenclatura geológica de la Cordillera Bética representa el dominio de contacto entre las Zonas Internas y las Zonas Externas, equivalente a la dorsal calcárea de las cadenas del norte de África. Presenta una afinidad paleogeográfica con los Complejos Alpujárride y Maláguide.

DOMINIOS PALEOGEOGRÁFICOS (A) Y DIVISIÓN DE UNIDADES DE LA CORDILLERA BÉTICA (B)

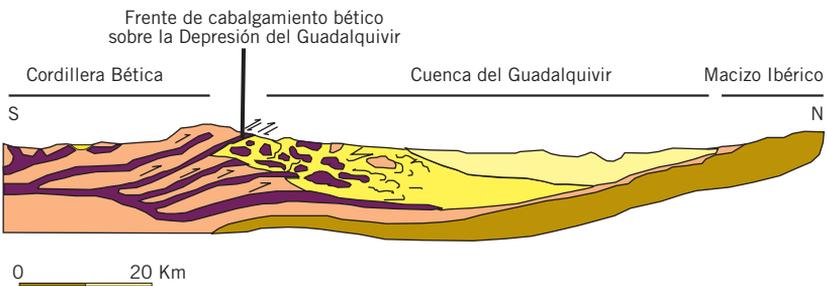


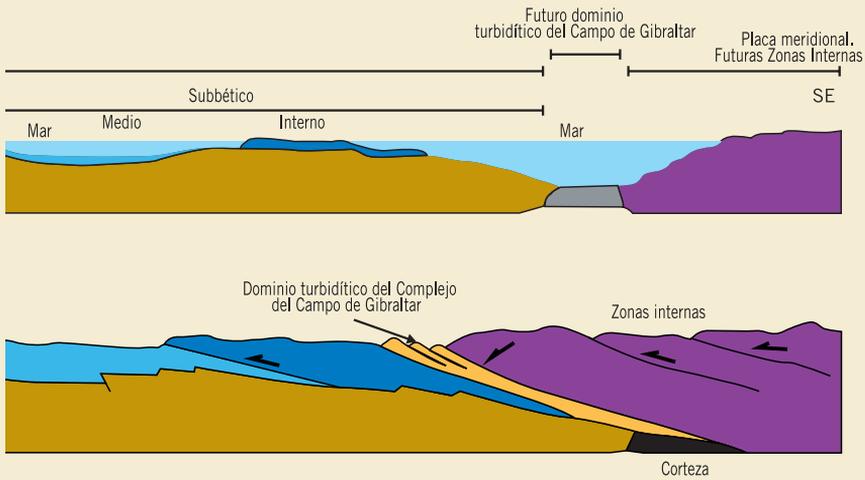
El **Complejo del Campo de Gibraltar** corresponde a una serie de materiales turbidíticos, depositados durante el Cretácico y el Terciario en una cuenca marina profunda localizada en una posición intermedia entre las Zonas Externas y las Zonas Internas.

► 1.3.3. Las Depresiones Neógenas

Durante la colisión de las Zonas Internas con la Placa Ibérica se inició la lenta emersión de la Cordillera Bética desde el fondo del mar. Esta emersión fue sólo parcial con respecto a la configuración actual de tierras emergidas. Las áreas más deprimidas quedaron sumergidas bajo el mar y en ellas continuó la sedimentación: son las depresiones neógenas, hoy

CORTE SIMPLIFICADO DE LA DEPRESIÓN DEL GUADALQUIVIR
(Tomado de A. Estevez y J. Soria, 1992)

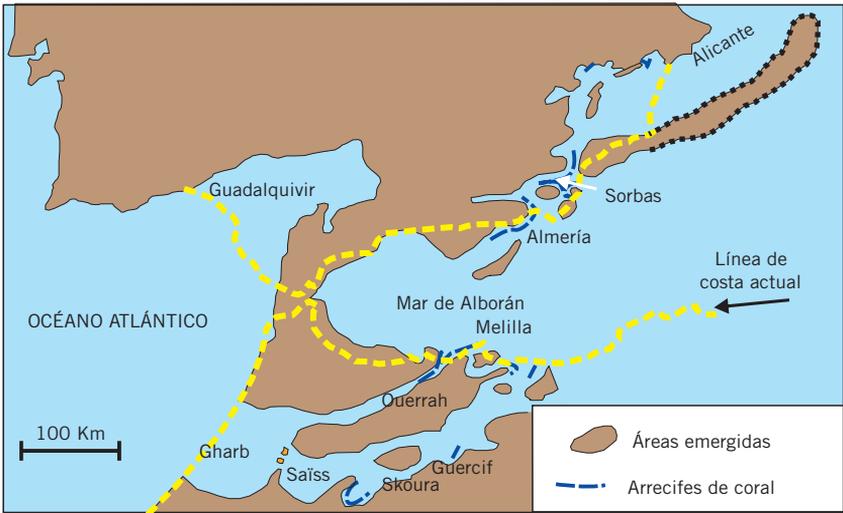




ya también emergidas. Su principal característica es su escasa deformación, e importantes episodios de actividad volcánica, como en Cabo de Gata (Almería). Dentro de ellas pueden diferenciarse dos grandes conjuntos de acuerdo con su contexto: la Depresión del Guadalquivir y las Depresiones Intramontañosas.

- La *Depresión del Guadalquivir* es la más extensa depresión neógena y corresponde a la cuenca de antepais ubicada entre La Cordillera Bética y el Macizo Ibérico. En ella, desde el Mioceno, y durante varios millones de años, se depositó un potente espesor de sedimentos marinos y continentales, esencialmente margas, arenas y areniscas, antes de la retirada definitiva del mar a la posición de la línea de costa actual. El borde sur de la Depresión de Guadalquivir está en gran medida relleno por un conjunto de depósitos gravitacionales que llegaban a la Depresión del Guadalquivir deslizados desde la Zonas Externas de la Cordillera Bética, en su continuado empuje tectónico hacia el norte (Unidades Olistostromicas). Estas masas, de edades muy diferentes, algunas de enormes dimensiones que incluyen hasta pequeñas sierras, se desplomaban quedando englobadas en sus sedimentos, más jóvenes, constituyendo olistolitos u olistostromas.
- Dentro de la propia Cordillera quedaron otras *Depresiones Intramontañosas*, deprimidas respecto a los relieves circundantes, en las que también se produjo el depósito de importantes volúmenes de sedimentos, inicialmente marinos, formados mientras las depresiones continuaban inundadas por el mar y, más tarde, continentales, lacustres y fluviales. Entre las más importantes por su extensión destacan la Depresión de Granada, la de Guadix-Baza y las depresiones litorales de Almería. En estas últimas hay que destacar la presencia de importantes volúmenes de rocas volcánicas, que afloran extensamente en Cabo de Gata y en puntos próximos.

PALEOGEOGRAFÍA DE LA CUENCA DE ALBORÁN EN EL MIOCENO SUPERIOR
(HACE UNOS 6 MILLONES DE AÑOS), MOSTRANDO LA DISTRIBUCIÓN DE ÁREAS EMERGIDAS
(Tomado de J.C. Braga y J.M. Martín)



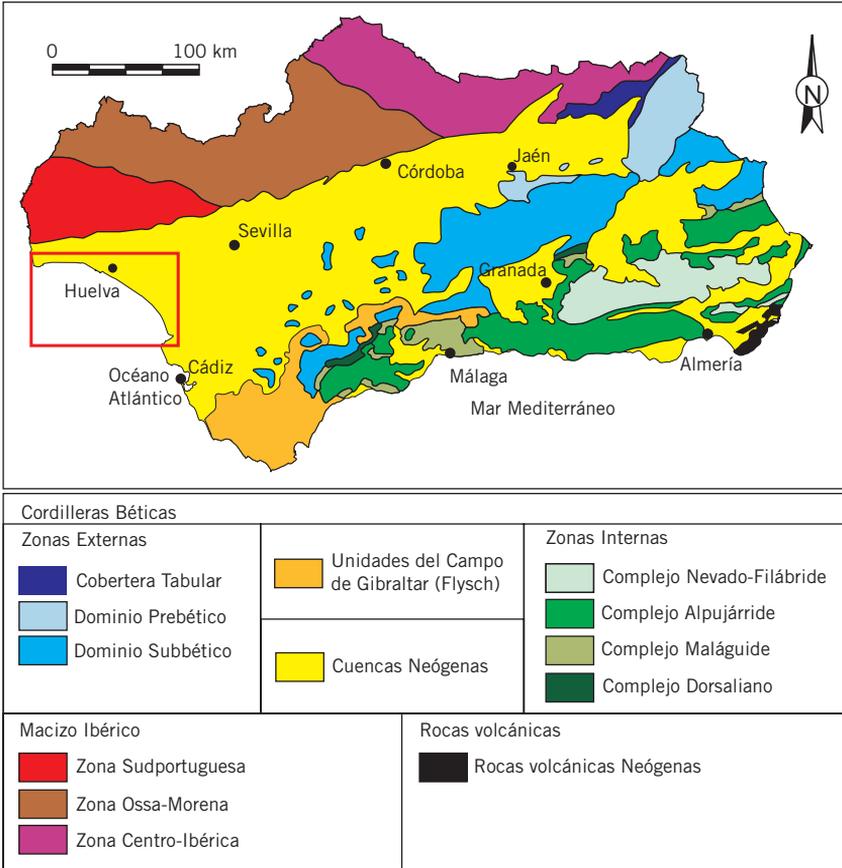
Capítulo 2



Costa de Huelva



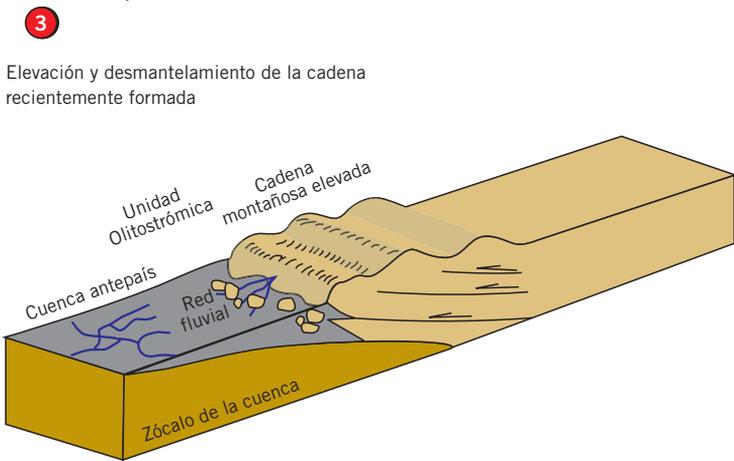
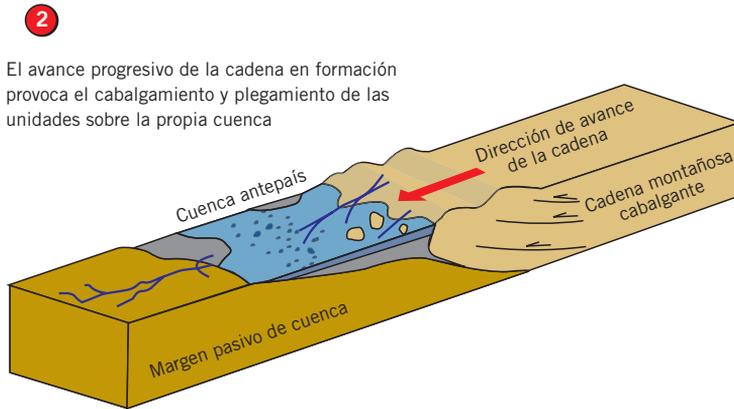
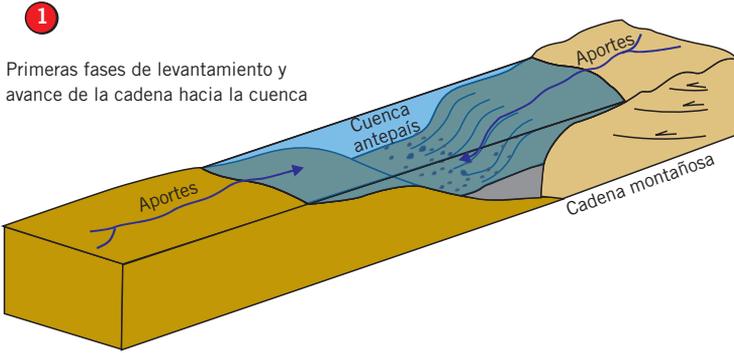
► 2.1. Contexto geológico



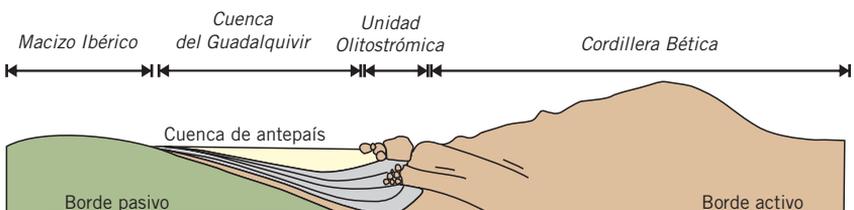
Mapa de situación y unidades geológicas que aparecen en la costa de Huelva.

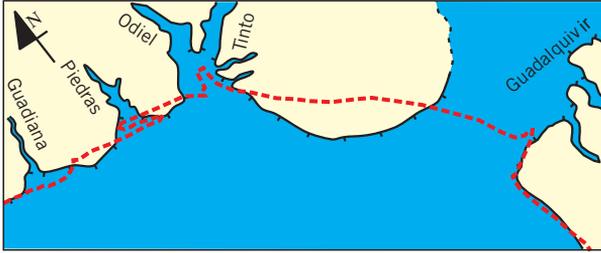
La costa de Huelva representa, desde el punto de vista geográfico, el contacto entre el sector más occidental de la Cuenca o Depresión del Guadalquivir y el océano Atlántico. En este área afloran materiales de dos unidades geológicas: por un lado, la Zona Sudportuguesa perteneciente al Macizo ibérico, que constituye el zócalo de la cuenca del Guadalquivir en este sector, y, por otro, las formaciones neógenas y cuaternarias de relleno de la cuenca.

La Cuenca del Guadalquivir se formó durante el Neógeno, como consecuencia de la colisión de la Cordillera Bética con el antiguo borde del Macizo Ibérico que dio lugar a una zona deprimida (cuenca de antepaís). Durante ese tiempo la cuenca estaba inundada por el mar, en cuyos fondos se depositaron sedimentos marinos, en su mayoría procedentes de la erosión de los relieves circundantes (Cordillera Bética, que en este momento estaba levantándose, y el Macizo Ibérico). Entre éstos sedimentos hay embutidos, sobre todo en el margen sur de la cuenca, grandes bloques rocosos de distinta naturaleza, edad y dimensiones que corresponden a las Unidades Oligoestrómic. Algunos bloques incluso constituyen actualmente sierras enteras. La subida progresiva del relieve de toda la región acabó exponiendo a la acción de los agentes geológicos externos amplias zonas sobre las cuales se desarrolló una red fluvial con extensas llanuras y terrazas fluviales, que hoy representan el valle del río Guadalquivir.

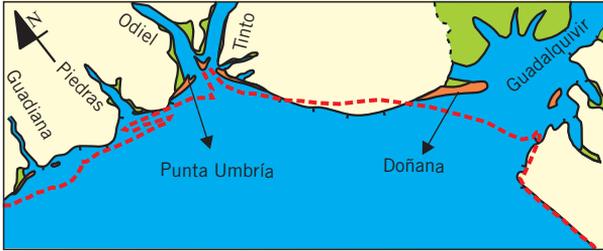


ESQUEMA SIMPLIFICADO DE UNA CUENCA DE ANTEPAÍS
 (Simplificada de Vera, 1994)

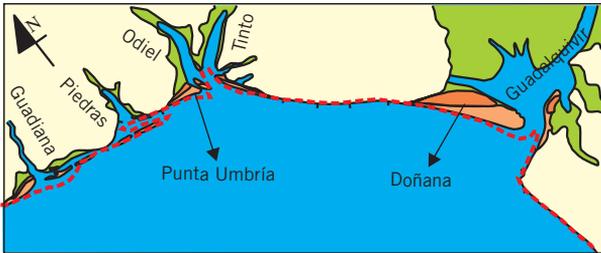




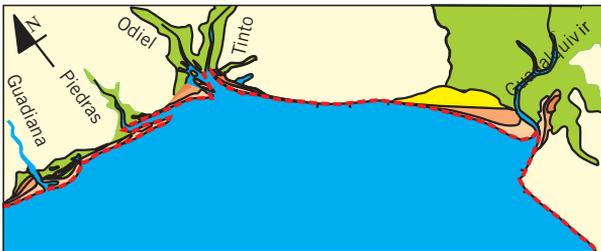
Hace 6500 años. Durante este tiempo se produce un ascenso progresivo del nivel del mar. El perfil de la costa era irregular, con salientes (acantilados) y entrantes (desembocadura de los principales ríos).



Hace 2.600 años. Se produce el depósito de los primeros sedimentos de las flechas litorales. Destaca el crecimiento que experimentan las flechas de Punta Umbría y Doñana, provocando el cierre acelerado de ambos estuarios.



Hace 800 años. Continúa el crecimiento de las flechas litorales y zonas de marismas en la desembocadura de los ríos. El crecimiento acelerado de Doñana ha provocado el cierre de la desembocadura y la colmatación de las marismas del Guadalquivir. En este periodo también se forman tres de los cuatro ganchos (El Acebuchal, El Almendral y La Cascareja) que componen la Isla Saltés, en la flecha de Punta Umbría.



En la actualidad. Hasta el momento actual, continúa el crecimiento de las flechas que van a ir colmatando el interior de las marismas. Además se forma el último gancho de la Isla de Saltés. No obstante, el hecho más importante y con mayor incidencia sobre la dinámica natural de la costa ha sido la actividad antrópica.

 Sustrato Plio-Pleistoceno

 Acantilados

 Marismas

 Manto de dunas activas

 Unidades depositadas entre 4.200 y 2.600 años

 Unidades depositadas entre 2.350 y 800 años

 Unidades depositadas entre 500 años y la actualidad

 Línea de costa actual

Las características geológicas del terreno y la suavidad del relieve de la costa de Huelva han permitido la instalación de un litoral muy dinámico, que ha sufrido muchos cambios morfológicos en periodos de tiempo relativamente cortos y recientes. Estos cambios han quedado grabados en los sedimentos, por lo que hoy día podemos reconocerlos, estudiarlos e interpretarlos.

Los cambios en la forma de la costa han ocurrido durante el Holoceno, últimos 10.000 años, debido a un ascenso más o menos pronunciado del nivel del mar, que alcanzó un nivel máximo hace unos 6.500 años. Posteriormente, la dinámica costera se ha encargado de modelar el litoral, erosionando los salientes, representados por las zonas acantiladas, y depositando en los entrantes, correspondientes a la desembocadura de los ríos, formando flechas litorales y zonas de marismas.

► 2.2. Sistemas morfodinámicos, formas y procesos de interés

Las unidades geológicas, las características litológicas de los materiales y el relieve han permitido la instalación y el desarrollo de sistemas morfodinámicos estuarinos, costeros y eólicos, que dieron lugar a la formación de zonas de marismas, flechas litorales y sistemas dunares, respectivamente.

► 2.2.1. Sistema Estuarino. Las marismas atlánticas

Las marismas representan el medio de transición entre un río y el mar. Generalmente son áreas muy extensas, con una pendiente muy suave, afectadas por la acción de las mareas.

Las mareas son oscilaciones del nivel del mar (subidas y bajadas) producidas por la atracción de la Luna y en menor medida por el Sol. Las corrientes de marea reflejan el flujo horizontal que experimentan las aguas del mar a tierra y de tierra a mar. Durante el ascenso de la marea (proceso denominado flujo), el agua avanza desde el mar hacia tierra firme hasta alcanzar un punto máximo llamado pleamar. En cambio, durante el descenso de la marea (denominado reflujó), el agua empieza a retroceder desde tierra al mar a través de los canales mareales hasta alcanzar el punto más bajo conocido como bajamar. En zonas de pendiente suave, la influencia de la marea se hace muy notable, ya que el agua llega a inundar áreas de gran extensión. Sin embargo, en costas de fuerte pendiente, apenas se aprecia su influencia.

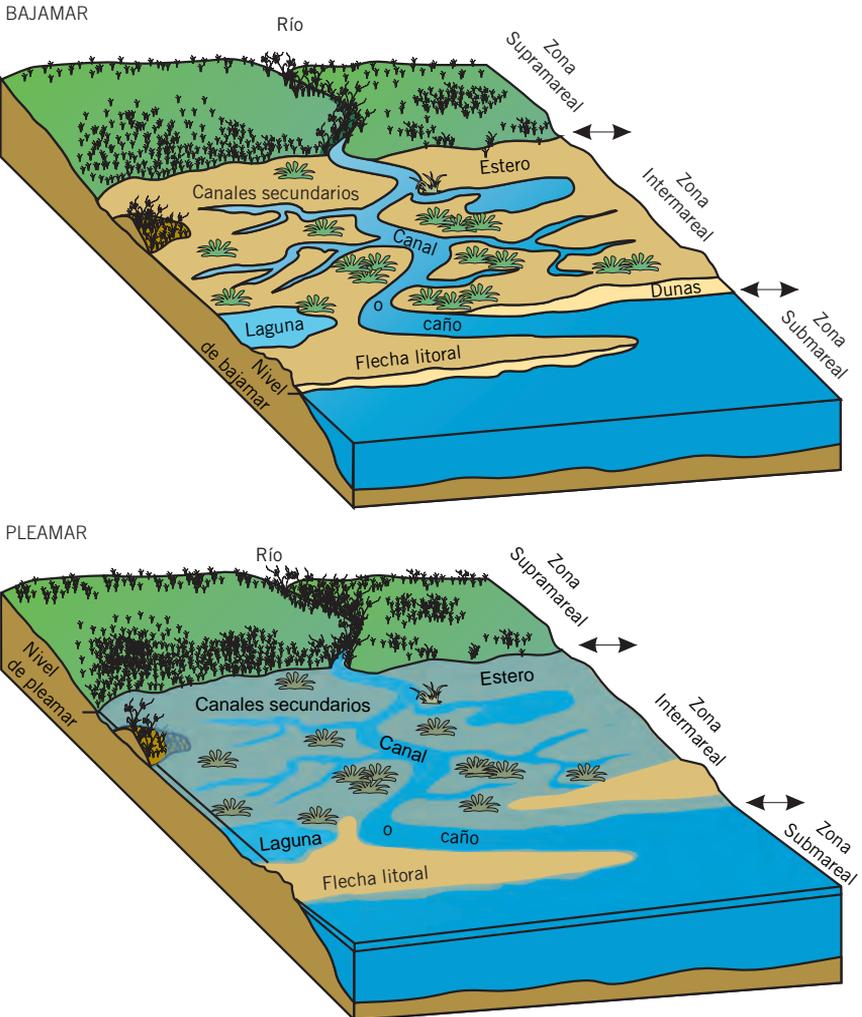
CLASIFICACIÓN DE LAS COSTAS EN FUNCIÓN DEL RANGO DE OSCILACIÓN MEDIA DE LAS MAREAS MEDIDA EN LA VERTICAL (PROPUESTA POR DAVIS, 1964)

- Costas Micromareales: < 2 metros
- Costas Mesomareales: Entre 2 y 4 metros.
En este grupo se incluye la costa de Huelva (2.15 m)
- Costas Macromareales: > 4 metros

Tres son las zonas en las que se puede dividir una marisma:

- Zona Supramareal, también conocida como “Schorre”. Es la zona que limita con tierra firme, y en ella la invasión de la marea sucede de forma excepcional. Se caracteriza por la presencia de una cobertura vegetal, representada por especies halófilas, o sea, adaptadas a medios salinos.
- Zona Intermareal o “Slikke”. Es la zona afectada por las oscilaciones de la marea y está surcada por canales mareales, a través de los cuales tiene lugar la circulación de las aguas. Los sedimentos que constituyen esta zona son arenas, limos y arcillas redistribuidos por las corrientes de marea. La terminología local denomina a esta zona Estero.
- Zona Submareal. Es la zona que está permanentemente inundada por las aguas.

ESQUEMA DE UNA MARISMA
(Dibujo de Alicia Serna Barquero)



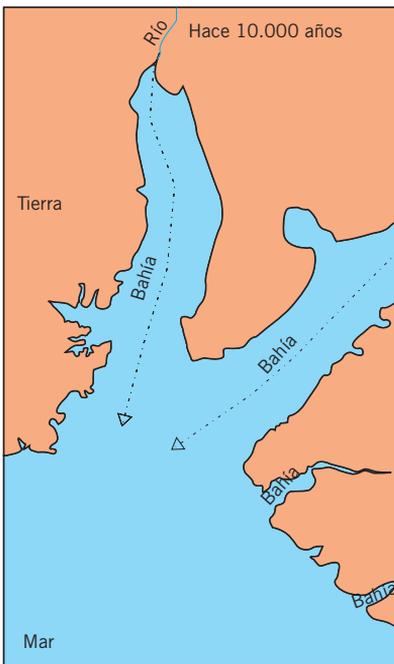
Bloque diagrama de una llanura afectada por acción de las mareas. El bloque superior representa el estado de las marismas durante el periodo de bajamar, el inferior, durante pleamar. En ambos bloques se expresan las zonas y los elementos más representativos.

► 2.2.2. Sistema Costero. Flechas litorales

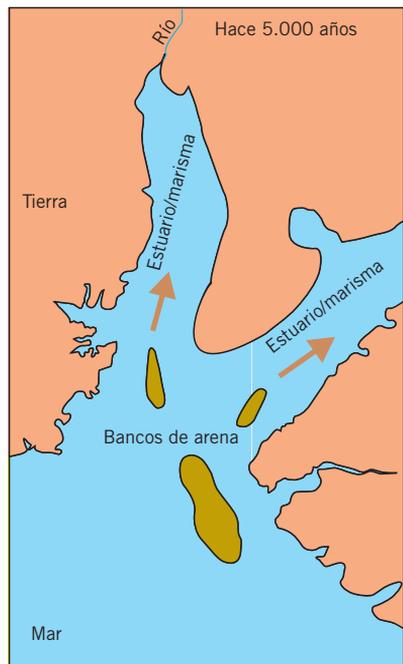
Las costas representan la zona de contacto en sentido estricto entre el dominio marino y el dominio continental. La configuración de la costa está relacionada con la naturaleza de las rocas que la forman y los procesos tectónicos por los que se ha visto afectada.

El agente hidrodinámico que más actúa en las zonas costeras es el oleaje. La acción del oleaje sobre el frente litoral es fundamentalmente erosiva. Incide sobre la tierra firme con una energía muy elevada, provocando el desgaste de la misma. El oleaje y las corrientes litorales (deriva litoral) son los causantes del modelado del litoral, ya que tienen la capacidad de transportar y depositar gran cantidad de partículas a lo largo de la costa, favoreciendo la formación de elementos tales como flechas litorales o islas barrera. En costas rectilíneas el transporte del sedimento se realiza paralelo a la costa, hasta encontrar una bahía o desembocadura de un río, donde se produce el depósito del material, debido a un cambio en la dirección de la corriente, creando bancos de arenas adosados a tierra firme.

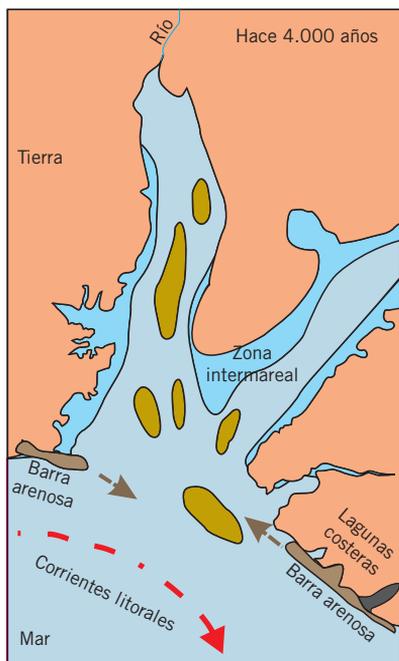
EVOLUCIÓN DE LAS DESEMBOCADURAS/ESTUARIOS DE LOS RÍOS TINTO Y ODIEL
(Modificado de Dabrio et al., 2000)



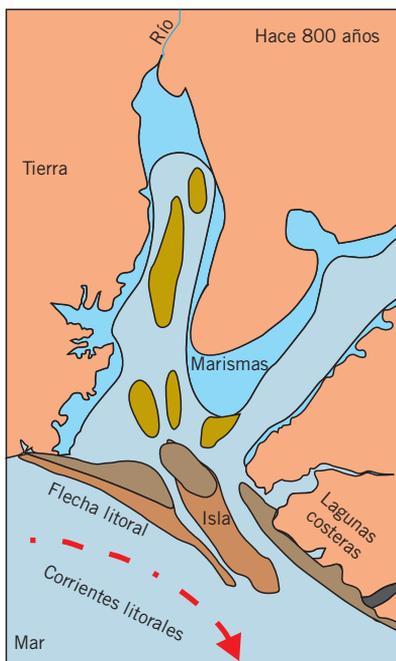
Situación de la costa en estado inicial. El límite entre tierra y mar representa la línea del nivel del mar a cota 0. Las líneas discontinuas señalan el curso aproximado de los ríos.



Acumulación de bancos de arena en la entrada al estuario como consecuencia de la acción combinada del oleaje y las corrientes de marea. Las flechas marcan la dirección de avance de los bancos hacia el interior.



La acción de las corrientes litorales y el oleaje favorece la acumulación de arenas en los márgenes del estuario, que junto a los bancos arenosos, van a taponar la boca. En el interior, el medio es más restringido, creándose las marismas. La construcción de barreras arenosas en el margen derecho va a provocar el cierre de pequeñas bahías, formándose lagunas costeras.

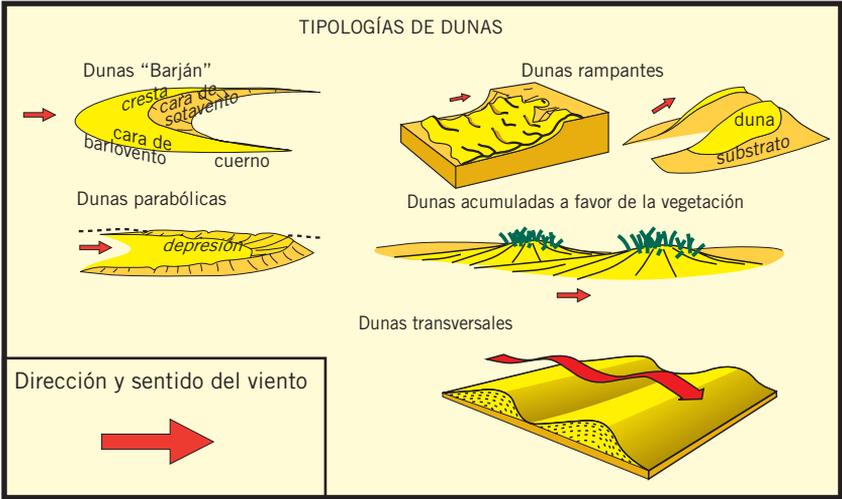


Finalmente se produce la acreción de materiales sobre las barras arenosas dando lugar a la formación de grandes flechas litorales, que van a crecer según la dirección de las corrientes litorales y el oleaje. En las marismas y en las lagunas costeras próximas la acumulación de sedimentos es cada vez mayor, y avanzan su colmatación.

► 2.2.3. Sistema Eólico. Los complejos dunares litorales activos

El viento es el agente geológico propio del sistema eólico y su acción consiste en la erosión, transporte y sedimentación de partículas. El desarrollo de los sistemas de dunas activas en la costa de Huelva se debe a la disponibilidad en las zonas costeras de material no consolidado (arenas), fácilmente transportable y depositable en forma de dunas sobre las flechas y las marismas.

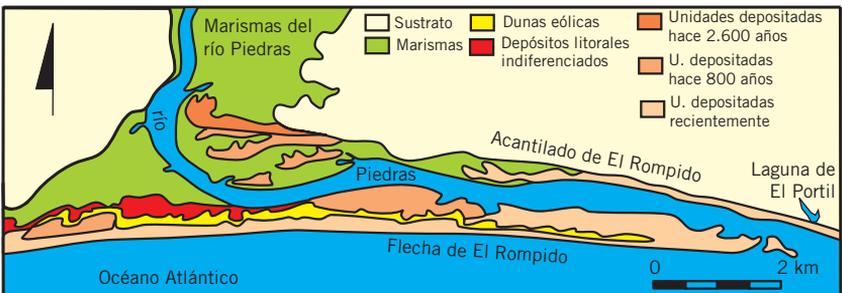
El transporte eólico en el litoral consiste en el desplazamiento de partículas de las zonas costeras hacia tierra adentro. La distancia que pueden recorrer depende del tamaño de las partículas. Así, los granos más gruesos recorren menos distancia que los granos más finos. Otros factores que inciden en el transporte son la energía del viento y la presencia de humedad. La acumulación de partículas se produce en forma de dunas. Éstas consisten en montículos de arena que se desplazan por el suelo a favor del viento, adquiriendo morfologías muy variadas, que permiten clasificarlas en dunas barján, transversales, parabólicas y longitudinales. Además de su morfología superficial, las dunas presentan una estructura interna con estratificaciones cruzadas que indican la dirección preferente del viento, y que permiten reconocer viejos sistemas dunares en sedimentos antiguos.



2.3. Localidades de interés

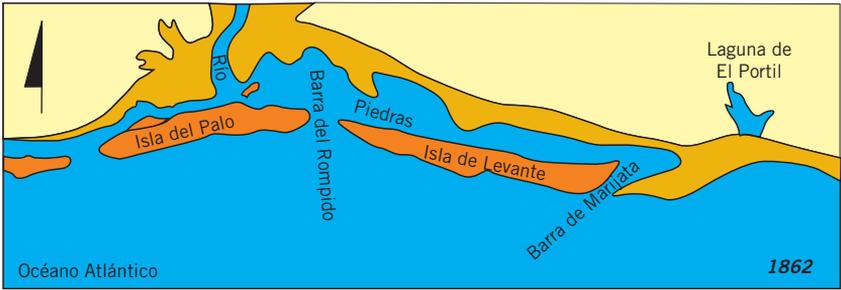
2.3.1. Complejo Flecha litoral de El Rompido, Marismas del río Piedras y Laguna de El Portil (343, 345 y 349)

SÍNTESIS GEOMORFOLÓGICA DEL SISTEMA DE FLECHA LITORAL DEL RÍO PIEDRAS
(Rodríguez Ramírez et al., 2000)

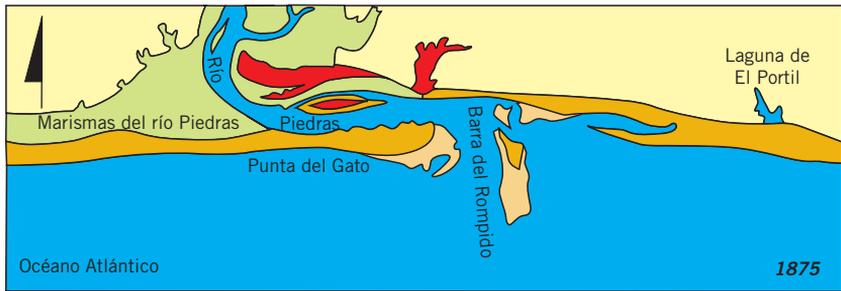


Asociadas a la desembocadura del río Piedras se encuentran la flecha de El Rompido, las marismas del río Piedras y, más al este, la laguna de El Portil.

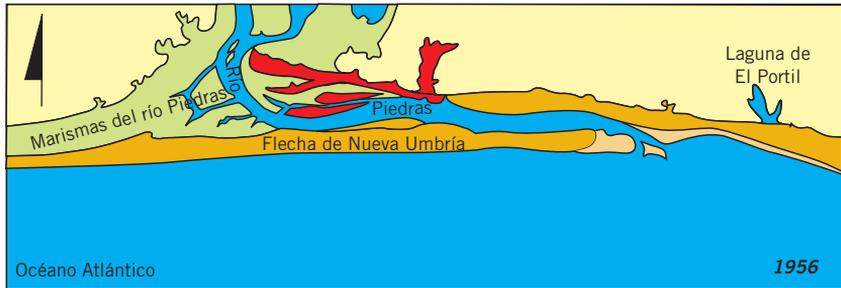
La flecha litoral de El Rompido consiste en un gran banco arenoso adosado al margen derecho de la desembocadura. Su longitud es de unos 10 km y su anchura inferior a 1 km. Su crecimiento ha tenido lugar de forma episódica, aunque estudios recientes revelan que el mayor incremento se ha dado en los últimos 100 años (tasa estimada en 32–63 m/año).



Conjunto de islas barreras dispuestas en la desembocadura del río Piedras. Entre los bancos, canales que permiten la comunicación entre el medio semirestringido y el mar abierto.



En un intervalo de tiempo relativamente corto, tan sólo 13 años, se produce la unión de las islas arenosas dando lugar a un flecha litoral, llamada Punta del Gato, a la cual se van a ir adosando sedimentos, que van a promover el crecimiento de la flecha hacia el este.



Situación de la flecha hace 50 años. En ella se observa un importante crecimiento de la misma, adquiriendo una configuración muy parecida a la actual. Desde ese año hasta ahora la tasa de crecimiento ha sufrido un incremento importante, debido a la actividad humana.

Desde sus primeras etapas de formación, en el interior de la desembocadura del río Piedras ha ido generándose una zona restringida, en la cual se ha reducido la influencia marina, y se han formado las conocidas marismas del río Piedras. Actualmente, las marismas se encuentran en una fase avanzada de colmatación.

La acción del oleaje y la disponibilidad de sedimento han propiciado el taponamiento de arroyos de pequeña envergadura y carácter estacional que desembocaban directamente en el mar. Este cierre se debe a la formación de cordones litorales y dunas, que dan lugar a las lagunas litorales o lagoons, como es el caso de la laguna de El Portil o la laguna de las Madres.





Mapa de situación de localidades de interés de la costa de Huelva.

Complejo Flecha litoral de El Rompido, Marismas del río Piedras y Laguna de El Portil



Vista aérea de la flecha de El Rompido en su extremo oriental. AIRPLUS.



Vista aérea de las marismas del río Piedras. Al fondo, el canal del río Piedras y parte de la flecha. Miguel Villalobos.



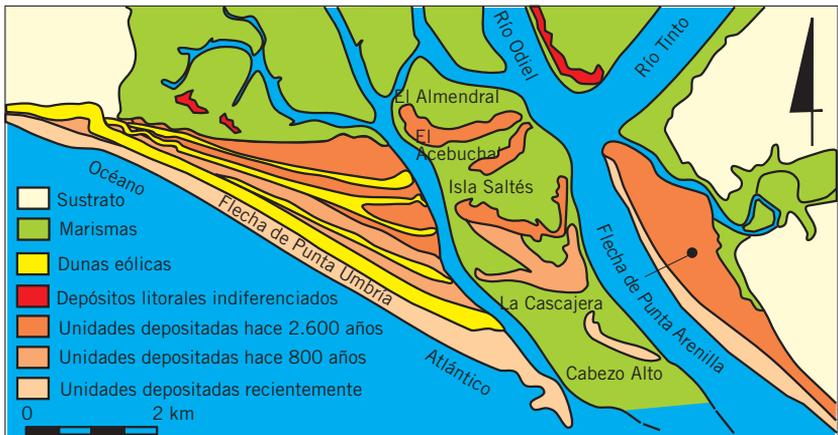
Vista aérea de la laguna de El Portil separada del mar por el cordón litoral y las edificaciones. Miguel Villalobos.

► 2.3.2. Complejo Flecha litoral de Punta Umbría, Isla Saltés y Marismas de El Burro en el río Odiel (350, 352 y 351)

La flecha litoral de Punta Umbría está adosada al margen derecho de la desembocadura de los ríos Odiel y Tinto. Consiste en un cuerpo arenoso de forma triangular que crece en dirección SE. Sus dimensiones son 9 km de longitud y 2 km de anchura. Esta flecha se ha originado por el adosamiento de varios cuerpos arenosos que fueron acumulándose en la desembocadura por la acción de la deriva litoral. Sobre ella se han depositado varios cordones de dunas que avanzan tierra adentro. Al este de la flecha se encuentra Isla Saltés, conjunto de ganchos (El Almendral, El Acebuchal, La Cascareja y Cabezo Alto) constituidos por la acumulación de depósitos arenosos desarrollados por la acción de la marea y separados por canales mareales. La morfología de la isla, así como su evolución, ha sido intensamente modificada a partir de la construcción del dique Juan Carlos I y de su carretera de acceso, en 1977.

SÍNTESIS GEOMORFOLÓGICA DE LOS SISTEMAS DE FLECHAS DE LA DESEMBOCADURA DE LOS RÍOS ODIEL Y TINTO

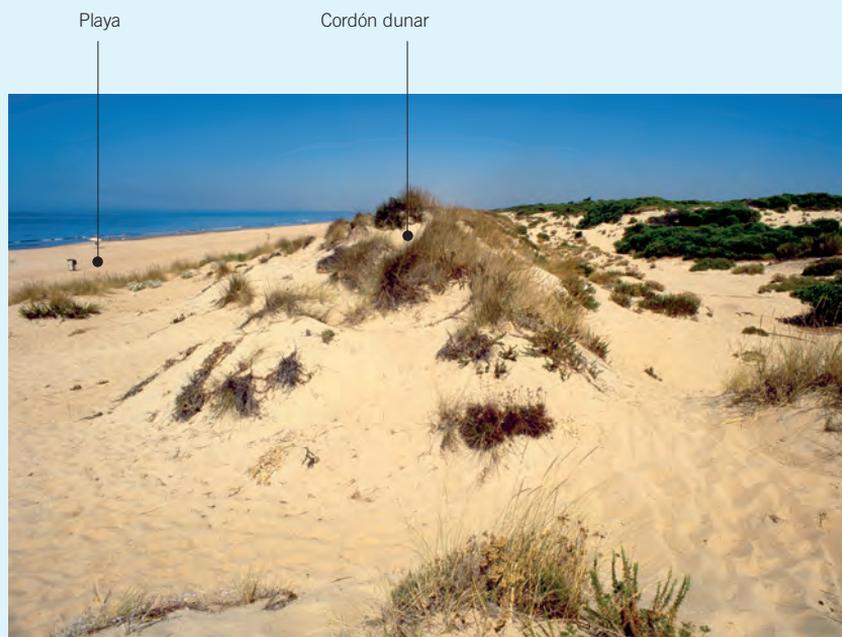
(Rodríguez Ramírez et al., 2000)



Complejo Flecha litoral de Punta Umbría, Isla Saltés y Marismas de El Burro en el río Odiel



Vista aérea de la isla delimitada por el cauce de los ríos Tinto y Odiel y el canal de Punta Umbría. AIRPLUS.



Detalle de la zona de playa y dunas actuales en la flecha de Punta Umbría. Joaquín Rodríguez Vidal.

Marismas de El Burro

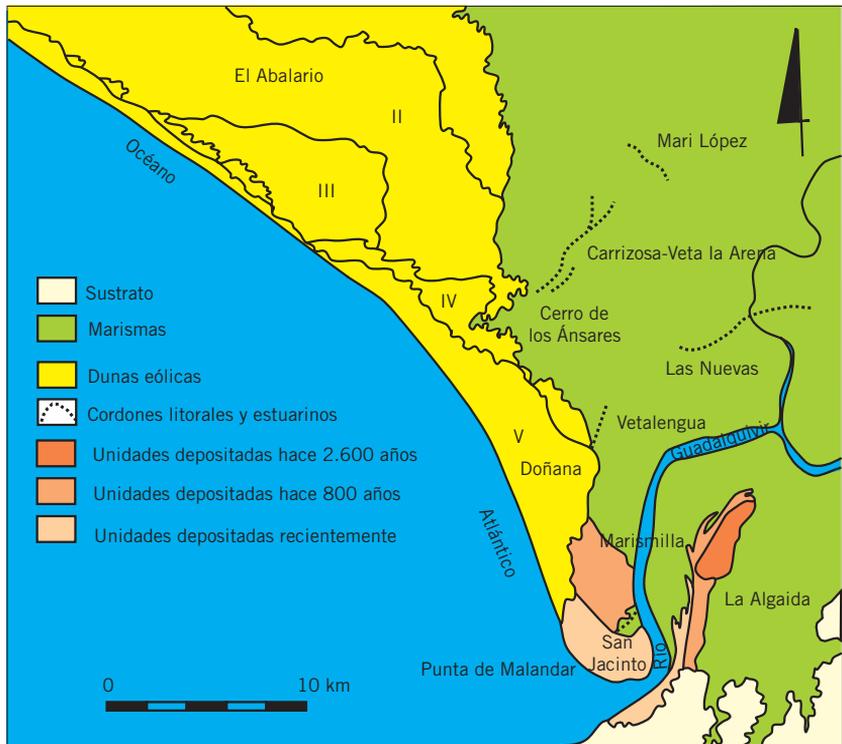


Vista aérea de las marismas de El Burro. Miguel Villalobos.

Las marismas de El Burro en el río Odiel representan una llanura mareal surcada por varios caños, como el caño del Fraile o el caño del Burro Chico, a través de los cuales el agua marina inunda o descubre la zona.

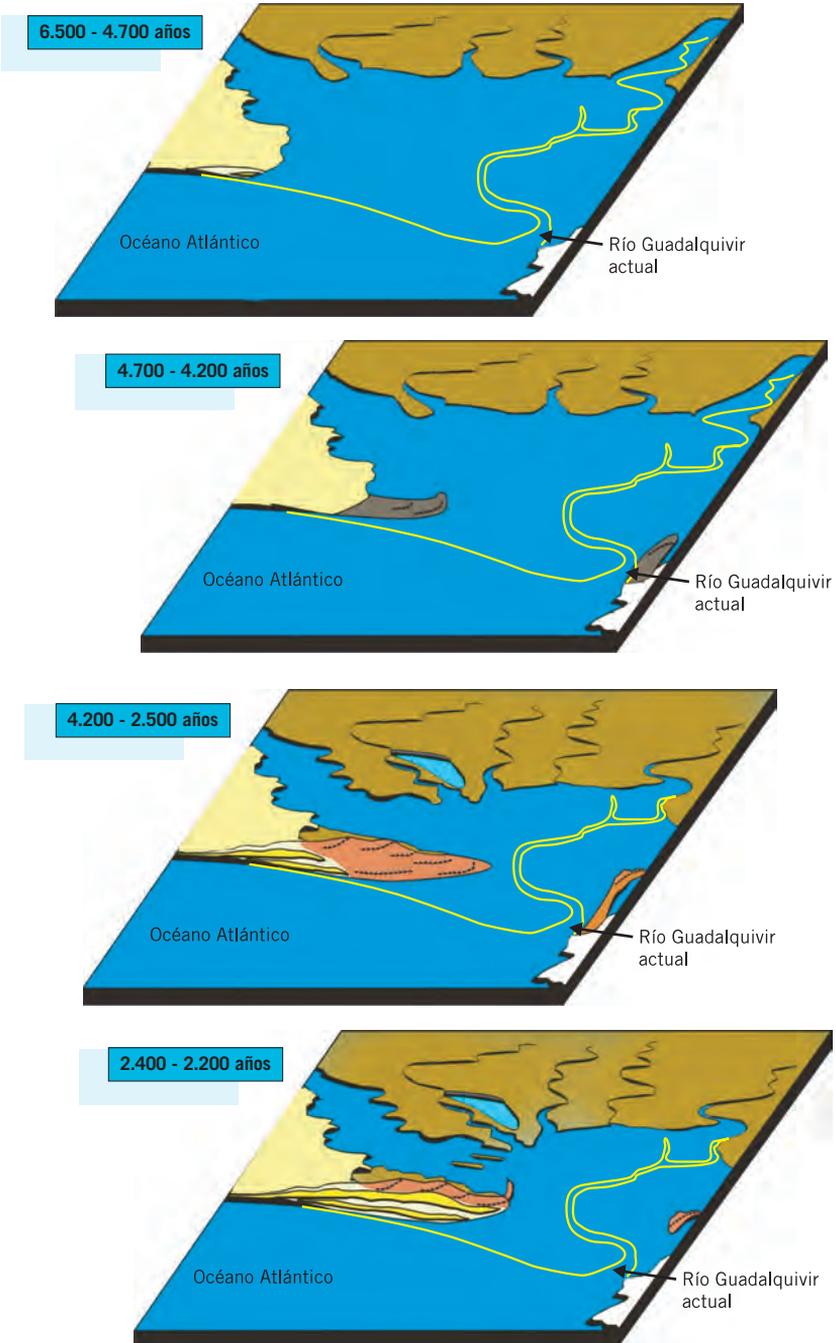
► 2.3.3. Complejo Doñana (Flecha litoral, 385; Dunas del Cerro de los Ánsares, 384; Vetas de Doñana, 386; Nocles de Doñana, 387)

SÍNTESIS GEOMORFOLÓGICA DEL SISTEMA DE FLECHA Y MARISMA DE DOÑANA
(Rodríguez Ramírez et al., 2000)

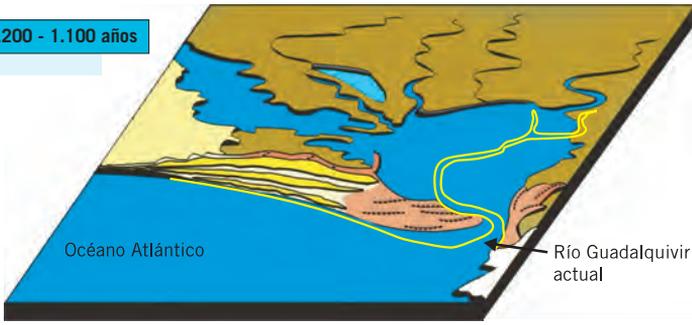


Durante el Neógeno el agua marina invadía la Cuenca del Guadalquivir, acumulándose importantes cantidades de sedimentos marinos sobre los fondos. Progresivamente, el mar se retiró, dando paso a las instalaciones de los sistemas fluvial (en el interior de la cuenca) y litoral (en el contacto con el océano Atlántico). Poco más tarde se forma la flecha litoral de Doñana y da lugar a un golfo que gradualmente se va a cerrar por el relleno de sedimentos.

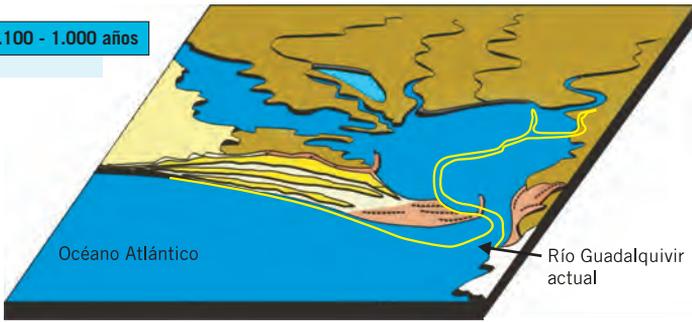
EVOLUCIÓN DEL ESTUARIO DEL RÍO GUADALQUIVIR
(Tomada de Ruíz et al., 2004)



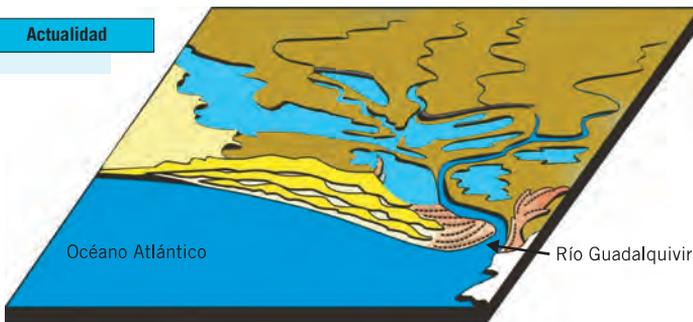
2.200 - 1.100 años



1.100 - 1.000 años



Actualidad



- | | |
|---|---|
|  Sustrato Plio-Pleistoceno |  Flecha litoral (hace 6.500 años) |
|  Dunas estabilizadas |  Flecha litoral (hace 4.200 años) |
|  Dunas activas |  Flecha litoral (hace 2.200 años) |
|  Cordón litoral |  Flecha litoral (hace 800 años) |
|  Marisma |  Crestas de playa (en flechas litorales) |
| |  Nivel del mar actual |

Complejo de Doñana



Zona de pinar en el área de la Marismilla, invadida por el frente de dunas activas. A. Rodríguez Ramirez.



Vista parcial de la Veta denominada Huerto de los Zorros. A. Rodríguez Ramirez.



Vista de la flecha litoral de Doñana. Miguel Villalobos.

Río Guadalquivir

“Ojo de la marisma” o “Nocle”



Detalle del punto de surgencia de agua dulce conocido como “ojo de la marisma” o “nocle”. Joaquín Rodríguez Vidal.

La flecha de Doñana, se sitúa en el margen derecho de la desembocadura del río Guadalquivir. Presenta una morfología alargada, con 25 km de longitud en la dirección NNO-SSE y una anchura variable de 3 a 4,5 km. Sobre ella transcurren trenes de dunas (hasta cinco sistemas, los tres primeros con dunas estabilizadas y los dos últimos activas) que avanzan tierra adentro. Los trenes más activos se localizan en el Cerro de los Ánsares. Los frentes dunares se originan en la playa y se desplazan tierra adentro, alcanzando un desarrollo vertical y horizontal muy importante (hasta 30 m de altura). Las depresiones interdunares están colonizadas por vegetación más o menos desarrollada y son conocidas con el nombre de corrales.

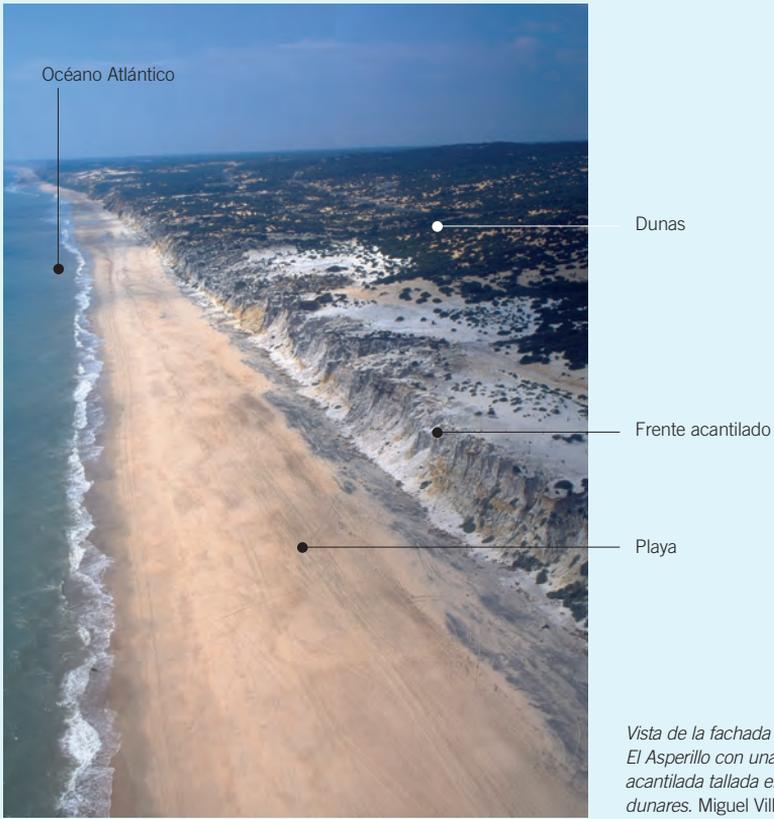
Dentro del ámbito de la marisma también se distinguen altos topográficos aislados conocidos como “las vetas”. Consisten en resaltes arenosos, interpretados como antiguas crestas de playa, hoy emergentes debido a la erosión fluvial de su entorno por los arroyos que discurren por la llanura. Otros elementos singulares que despiertan un gran interés entre los visitantes son los “ojos de las marismas” o “nocles”. Consisten en puntos de salida de agua dulce sobre la llanura fangosa y limosa.

La evolución de las marismas de Doñana está muy condicionada por la actividad humana. Actualmente, se encuentran prácticamente colmatadas y la influencia de las mareas apenas se hace notar, salvo en las proximidades del estuario del Guadalquivir y del Brazo de la Torre.

► 2.3.4. Acantilado de El Asperillo y dunas de El Abalarío (366)

En el sector situado entre la flecha litoral de Punta Umbría y Doñana se localiza la zona acantilada más importante de la costa de Huelva. Se formó hace unos 6.000 años, cuando el nivel del mar alcanzó su cota máxima, más o menos el nivel actual. El oleaje incidió sobre los materiales arenosos de la fachada del acantilado erosionándolo y provocando un retroceso importante. Sobre el acantilado se ha instalado un sistema de dunas parabólicas semiestables que avanzan tierra adentro y que alcanzan alturas importantes, hasta el punto de ser consideradas unas de las dunas más altas de toda Europa, con 102 m s.n.m.

Acantilado y duna de El Asperillo



Vista de detalle donde se observa la superposición de las dunas sobre el techo del acantilado. Miguel Villalobos.

► 2.4. Otras localidades de interés

► 2.4.1. Cabezos de Huelva (356)

Los Cabezos son el rasgo fisiográfico más característico de la ciudad de Huelva, además de presentar un fuerte contraste frente a las zonas llanas de las marismas. Consisten en relieves formados por arenas marinas de edad Pliocena, coronadas con gravas silíceas muy ferruginosas del Pleistoceno inferior. Estos últimos materiales, que tienen una gran resistencia a la erosión, son relictos de antiguas terrazas del río Odiel y Tinto.

► 2.4.2. Pistas fósiles de Lepe (341)

Los sedimentos marinos Neógenos situados en el entorno de Lepe son ampliamente conocidos por su interés paleontológico. El contenido fósil incluye restos esqueléticos de organismos, como los moldes de gasterópodos observados en la sección del barranco del arroyo Valleforero, e icnofósiles (restos de la actividad de organismos).

Pistas fósiles de Lepe

Moldes de gasterópodo



Detalle de los moldes de gasterópodos. E. Mayoral Alfaro.

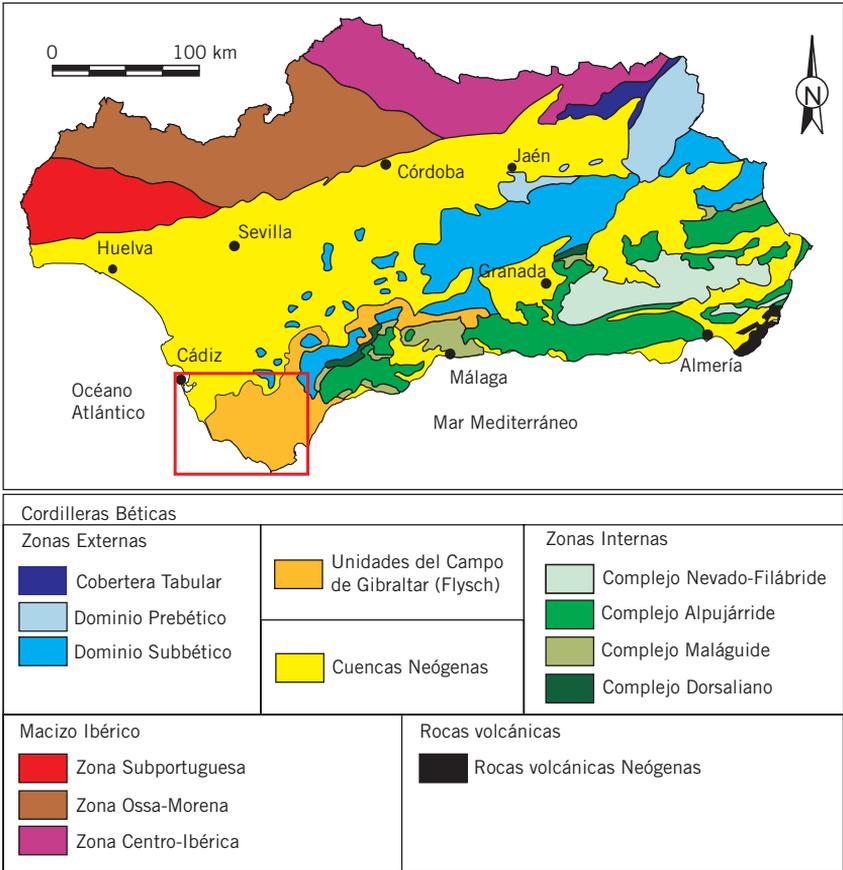
Capítulo 3



Costa de Cádiz



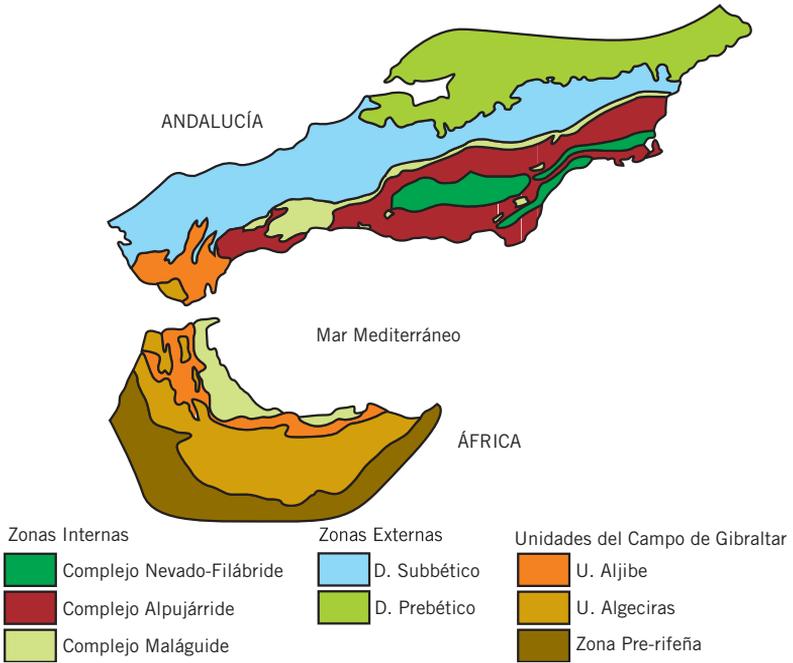
3.1. Contexto geológico



Mapa de situación y unidades geológicas de la costa de Cádiz.

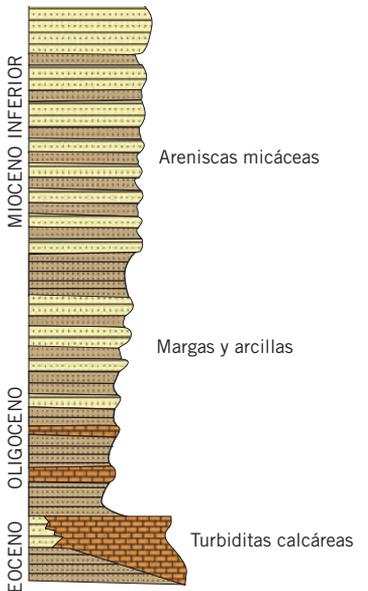
La provincia de Cádiz se caracteriza por ofrecer un paisaje muy heterogéneo, en cierta manera condicionado por la variedad litológica y estructural que presenta. Dos son las grandes unidades geológicas que afloran en la costa de Cádiz: la Cuenca del Guadalquivir, que se describirá en un capítulo propio, en el sector occidental, y la Cordillera Bética, representada por las unidades del Campo de Gibraltar y el Dominio Subbético, en el sector oriental.

Desde el punto de vista geológico, la provincia de Cádiz destaca por ser el sector de Andalucía donde mejor están representadas las unidades del Campo de Gibraltar, constituídas esencialmente por secuencias turbidíticas formadas durante el Cretácico y Terciario. Los depósitos turbidíticos se acumularon por corrientes de turbidez en una cuenca profunda que se situaba entre las placas Ibérica (al norte), Africana (al sur) y la microplaca de Alborán (al este). La colisión entre la microplaca de Alborán y las placas Ibérica y Africana, inicia la formación y posterior levantamiento de la cadena Bética. Durante este proceso los materiales de las unidades del Campo de Gibraltar quedan pellizcados entre los dos dominios generados, las Zonas Externas y las Zonas Internas, formando una megaestructura en forma de arco, que abarca desde la provincia de Granada hasta el norte de África.

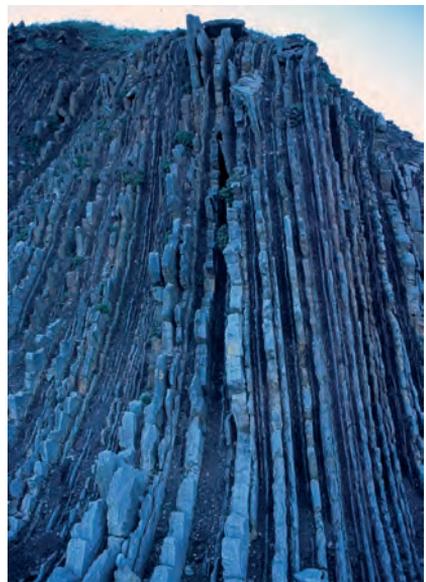


Las Unidades del Campo de Gibraltar son:

- *Unidad de Algeciras*. Está representada por secuencias turbidíticas en las que la proporción de niveles areniscos y margosos es equivalente. Estos materiales fueron depositados, a través de corrientes de turbidez, en ambientes de



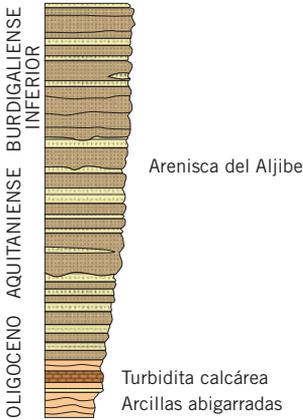
Columna estratigráfica de la Unidad de Algeciras
(Tomada de Alfaro et al., 2003)



Secuencia turbidítica de la Unidad de Algeciras,
dispuestas verticalmente. Miguel Villalobos.

abanico submarino. La potencia de toda esta unidad no llega a superar los 1000 m. Aflora magníficamente en el tramo costero de Punta Carnero.

- **Unidad del Aljibe.** A diferencia de la unidad anterior, está constituida por secuencias turbidíticas en las que los niveles areniscos suponen el 60-80%. Fueron originadas por sucesivos episodios turbidíticos muy densos procedentes de una plataforma marina. La potencia que pueden alcanzar estos materiales es superior a los 2000 m. Aflora extensamente en las sierras litorales gaditanas.

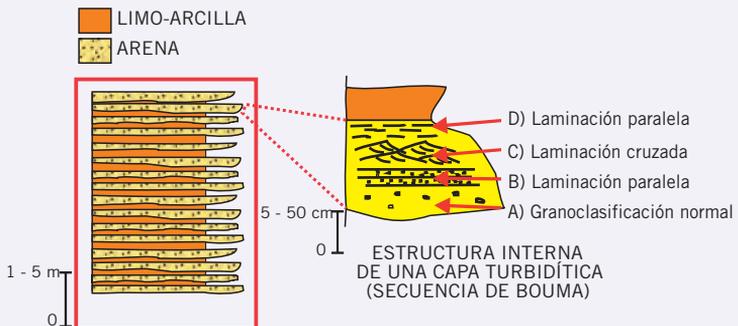


Secuencia turbidítica de la Unidad del Aljibe. Miguel Villalobos.

Columna estratigráfica de la Unidad del Aljibe (Tomada de Alfaro et al., 2003)

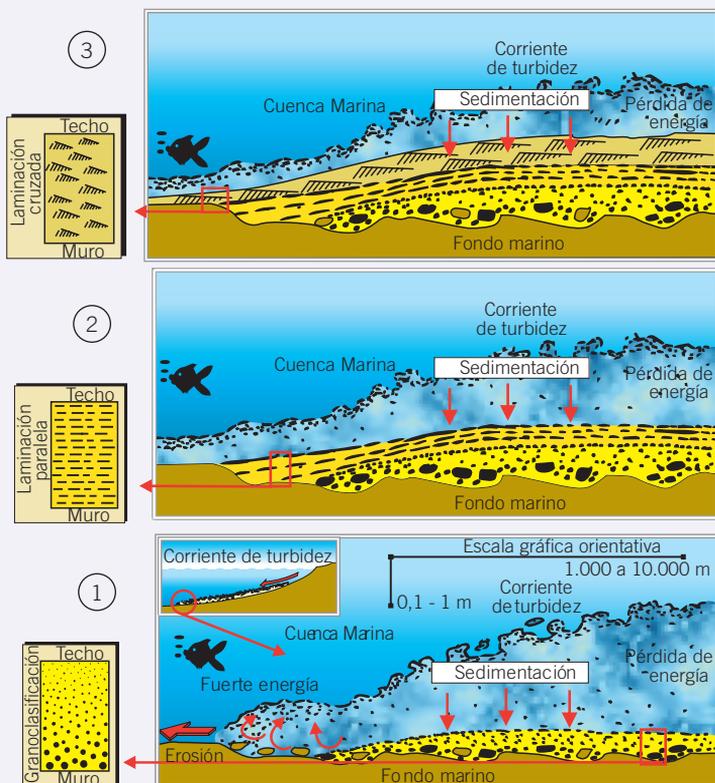
ORIGEN DE LAS TURBIDITAS

En las secuencias turbidíticas alternan niveles duros, constituidos por conglomerados y areniscas, y niveles blandos, formados por limos y arcillas, en estratos de varios centímetros a decímetros. Los conglomerados, areniscas y limos se forman a partir de las partículas que viajan en el interior de la corriente de turbidez. Estas partículas se depositan según una secuencia, denominada secuencia de Bouma. En una primera fase (A) se acumulan las partículas más gruesas en la base y disminuye su tamaño hacia arriba, dando lugar a una "granoclasificación normal".



Secuencia de Bouma con la sucesión de estructuras sedimentarias.

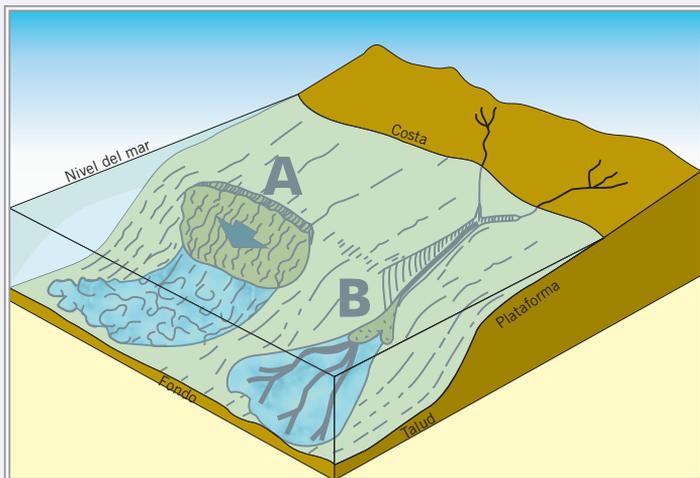
La energía disminuye favoreciendo, a continuación, el depósito de las partículas de tamaño arena con estructuras de laminación horizontal (B) y, sobre ellas, con estructuras de laminación cruzada (C). Finalmente, la energía de la corriente se reduce considerablemente, produciéndose el depósito de las partículas tamaño limo, formando laminaciones horizontales (D).



Mecanismos de formación de las estructuras sedimentarias en una turbidita.

El intervalo temporal necesario para la formación de un nivel de arenas de varios centímetros de potencia puede oscilar entre horas o días. Es consecuencia, por tanto, de un evento geológico casi instantáneo. Pasada la corriente de turbidez, el medio vuelve a recobrar unas condiciones de estabilidad y tranquilidad, produciéndose el depósito por decantación de las partículas de tamaño arcilla, formando el nivel arcilloso o margoso de la secuencia turbidítica. A diferencia del nivel anterior, el intervalo temporal necesario para la formación de un nivel margoso puede ser de miles de años.

Las secuencias turbidíticas se desarrollan en dos contextos geológicos: en el talud de una cuenca marina debido al deslizamiento de sedimentos no consolidados desde el margen de la plataforma (A), y por avalanchas de sedimentos que alimentan abanicos submarinos (B).



Origen de las turbiditas (Basado en Stauffer, 1967).

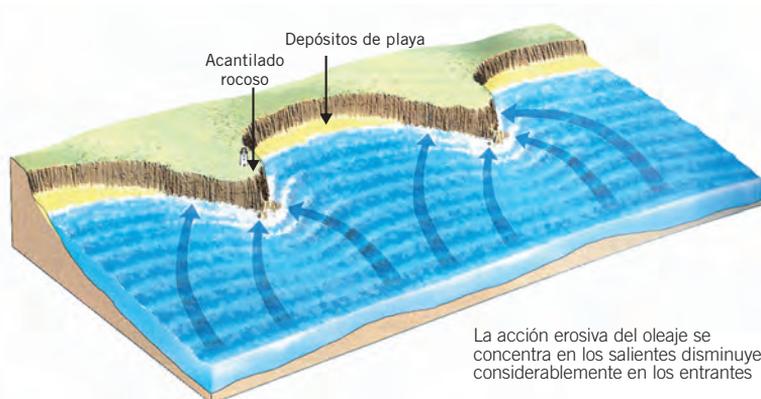
► 3.2. Sistemas morfodinámicos, formas y procesos de interés

► 3.2.1. Sistema Costero: acantilados, playas y rasas marinas

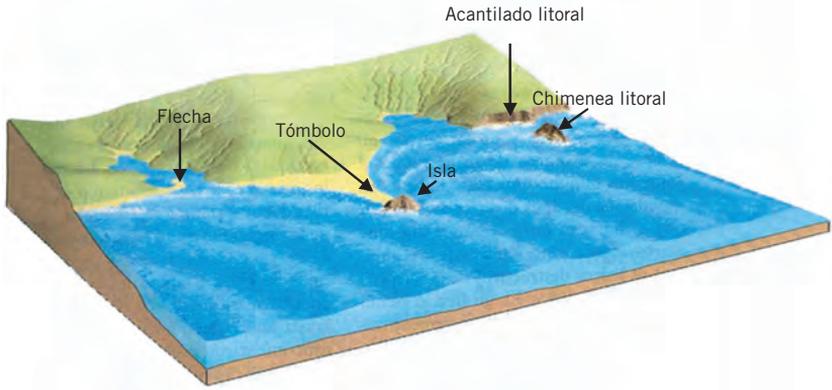
Los acantilados son escarpes más o menos verticales próximos a la línea de costa, constituidos por rocas resistentes. El impacto continuo del oleaje y, en menor medida, del viento produce un desgaste en las paredes, llegando a provocar socavamientos en la base de las mismas y, como consecuencia, el desprendimiento de bloques superiores que quedan inestables. La repetición de este proceso favorece el retroceso progresivo del propio acantilado.

A veces, la zona intermareal se sitúa sobre una superficie de escasa pendiente afectada por la acción del oleaje, denominada plataformas de abrasión o rasa marina.

BLOQUE DIAGRAMA DE UN ACANTILADO
(Tomada de Tarbuck y Lutgens, 1999)



La acción erosiva del oleaje se concentra en los salientes disminuyendo considerablemente en los entrantes



*Ejemplo de tafoni originado en las areniscas.
Miguel Villalobos.*

Las playas constituyen áreas de depósito de los sedimentos transportados por la deriva litoral (el transporte de los sedimentos descargados por los ríos que realiza el mar a lo largo de la costa).

Los tómbolos, con magníficos ejemplos en la costa gaditana (tómbolos de Trafalgar y Tarifa), consisten en acumulaciones arenosas que conectan la costa con una isla próxima, gracias a la acción combinada del oleaje y la deriva litoral.

Otras formas modeladas en los sistemas costeros son los “nidos de abeja” y los “tafonis”. Los “nidos de abeja” son pequeñas cavidades con dimensiones que no llegan a superar los 2-3 cm de diámetro y los 3-4 cm de profundidad, desarrolladas sobre paredes verticales con una escasa cobertura vegetal. Estas oquedades, que pueden adquirir distintas morfologías, se sitúan muy próximas entre sí, dejando finos tabiques intermedios que dan un resalte, producido por la erosión diferencial. Los “tafonis” son oquedades de mayores dimensiones (de orden métrico), que se producen en paredes y escarpes desnudos. Las características petrológicas de la roca condicionan la meteorización y erosión diferenciales que dan lugar a la oquedad. A veces contribuyen a la formación de morfologías muy peculiares, como la conocida “Montera del Torero” de las Areniscas del Aljibe. Ambas formas se originan por procesos de meteorización física y/o química.

► 3.3. Localidades de interés

► 3.3.1. Beachrock cuaternario de la playa de El Chato (117)

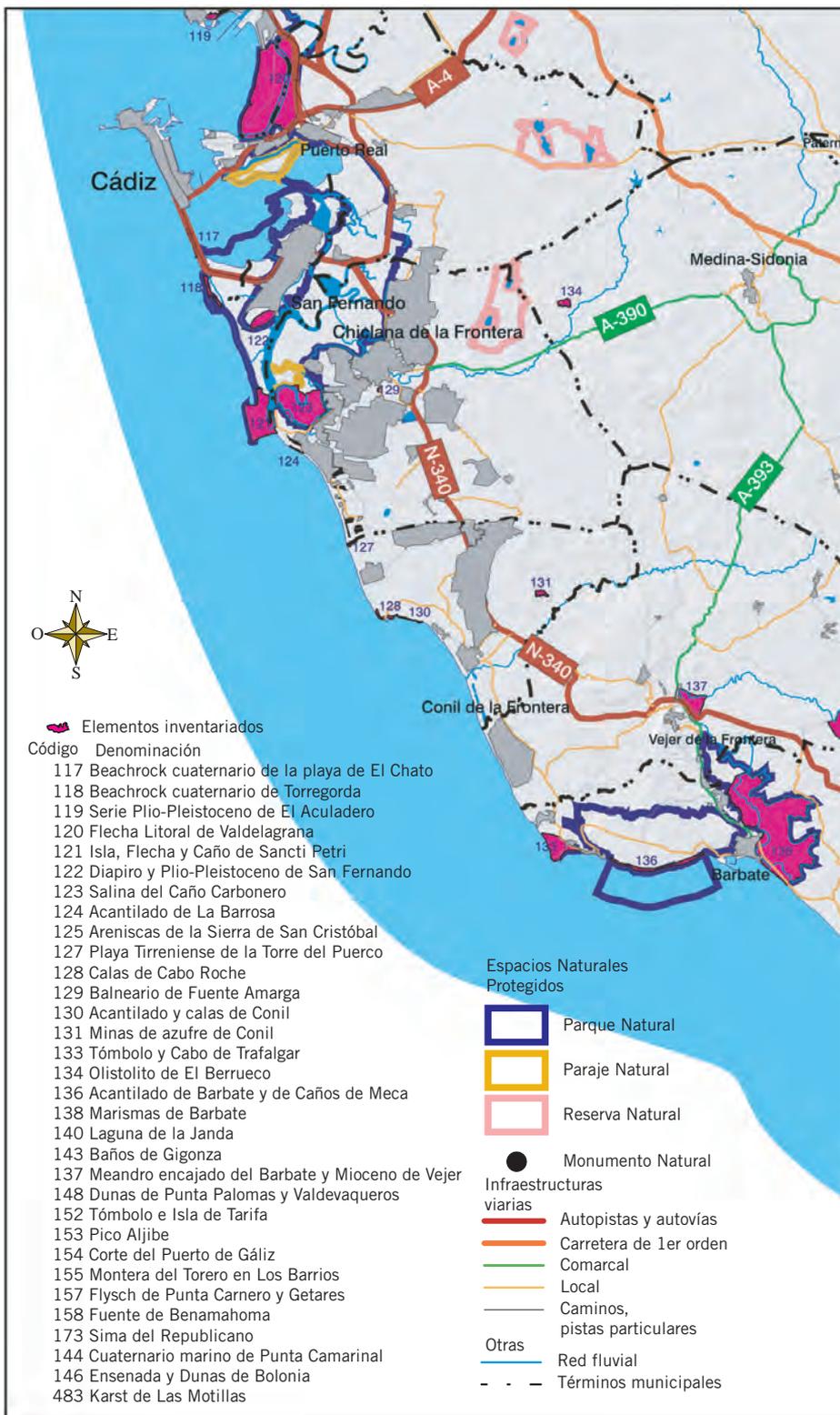
Se denomina “beachrock” a los sedimentos de una antigua playa muy cementados que producen un resalte geomorfológico. Actualmente, en la playa de El Chato se reconocen este tipo de depósitos, formados por cantos gruesos, algunos de los cuales son restos de organismos fósiles (pectínidos y ostras), aglutinados mediante una matriz arenosa. Corresponden a “la playa de El Chato” en el Pleistoceno superior. La acción del oleaje sobre esta superficie ha originado una serie de estructuras erosivas, en círculos concéntricos, denominados pilancones o marmitas de gigante.

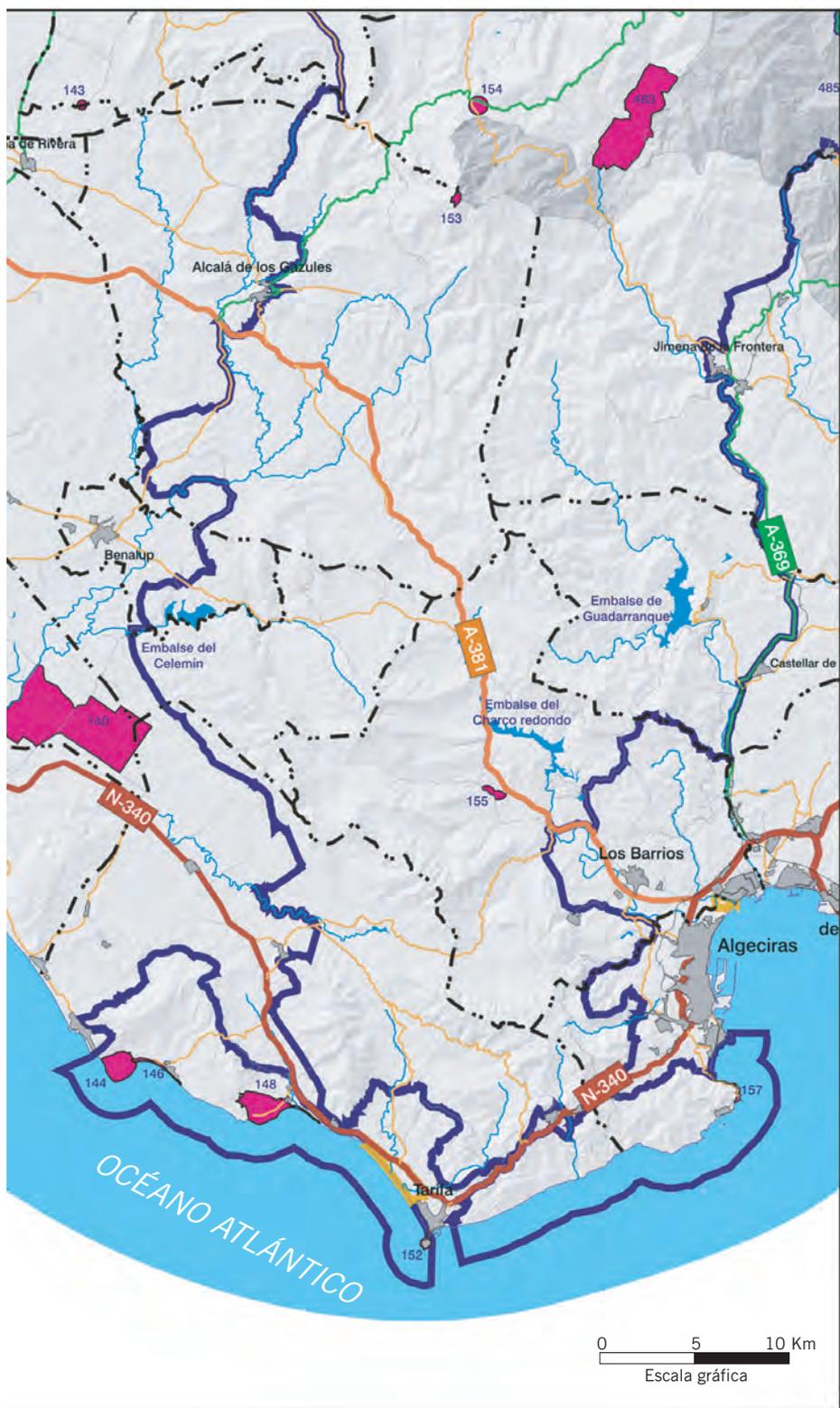


Detalle de los pilancones o marmitas de gigante que aparecen en la playa de El Chato. Joaquín Rodríguez Vidal.

► 3.3.2. Complejo de Sancti Petri (121)

El complejo de Sancti Petri constituye el sistema litoral más singular y completo de toda la costa gaditana. En la desembocadura del caño de Sancti Petri la deriva litoral ha favorecido la generación de diversas formas. Entre ellas hay que destacar la flecha, que representa la acumulación de los sedimentos aportados por el río siguiendo la dirección de crecimiento marcada por la deriva litoral; la marisma, desarrollada en la parte interior de la flecha; y la isla, cuyo afloramiento está marcado por la presencia de un juego de fallas activas. La isla tiene interés arqueológico, ya que en ella se han encontrado hallazgos que podrían estar relacionados con un templo fenicio dedicado a Hércules. Por último, hay una formación conglomerática en la que dominan las conchas de ostreidos y otros bivalvos, por lo que se denomina localmente “Piedra Ostionera”. Estos materiales fueron depositados en ambientes deltáicos durante el Plioceno superior.





Mapa de situación de las localidades de interés de la costa de Cádiz.



Vista general de todo el complejo de Sancti Petri. Miguel Villalobos.



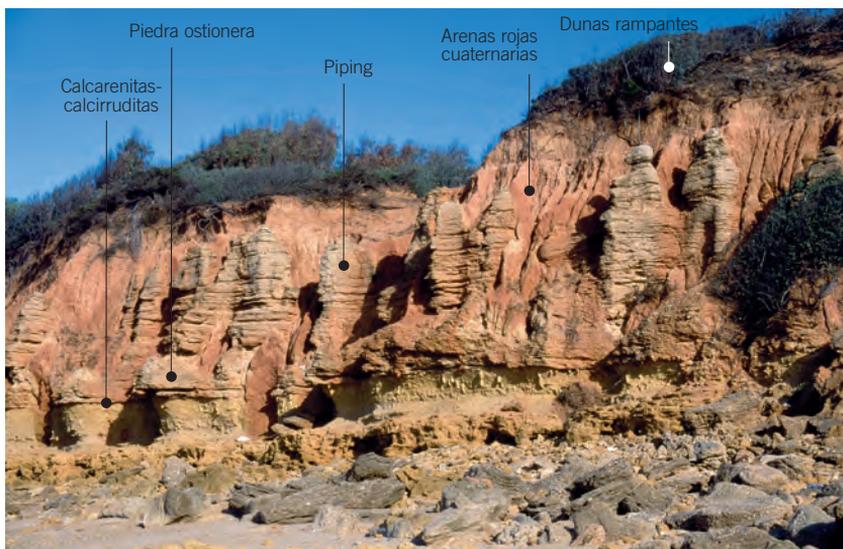
Detalle de los cantos que componen la "Piedra Ostionera". Miguel Villalobos.



Isla de Sancti Petri. Miguel Villalobos.

3.3.3. Acantilado de La Barrosa (124)

La costa de La Barrosa está conformada por un extenso cantil en cuya base, sobre la rasa marina, se desarrolla una playa de sedimentos finos interrumpida por grandes bloques caídos, procedentes del desmantelamiento del propio acantilado. Además de su interés geomorfológico, la pared del cantil es un buen ejemplo para reconocer las distintas unidades litológicas del Plioceno superior y Cuaternario y la relación estratigráfica entre ellas. La base del acantilado se modela sobre unas calcarenitas-calcirruditas de edad Plioceno inferior. Por encima, y con un contacto discordante y erosivo neto, se diponen unos conglomerados y calcirruditas con un abundante registro de conchas marinas (*Ostrea*, *Pecten*, *Glycymeris*, etc.) de edad Plioceno superior. Estos materiales constituyen lo que en la región se denomina "Piedra Ostionera". A techo de esta formación se desarrolla una antigua superficie de kastificación sobre la que se instalan las arenas rojas del Cuaternario. Por último, sobre la topografía más reciente se orientan campos de dunas activas. A lo largo de todo el acantilado es posible, además, observar fenómenos de tubificaciones o sufosión (piping) ligados al retroceso erosivo del mismo.



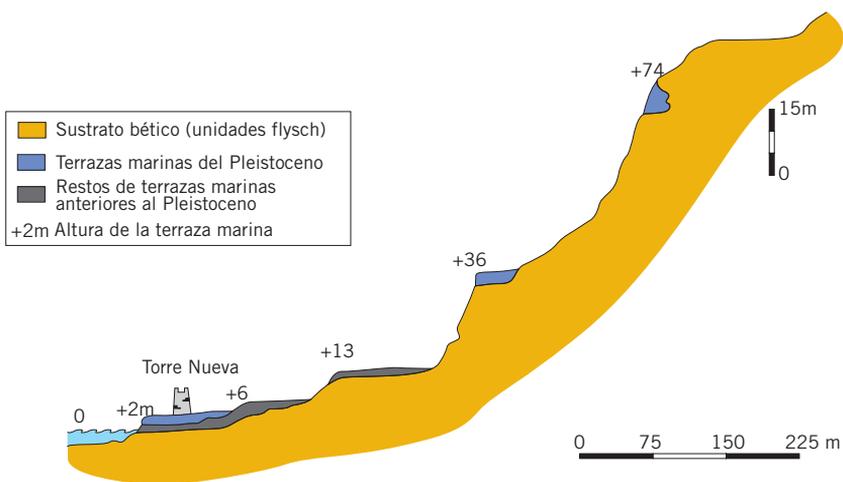
Panorámica interpretada del acantilado de La Barrosa. Miguel Villalobos.



Acantilado de La Barrosa en bajamar. Miguel Villalobos.

► 3.3.4. Acantilados y calas de Cabo Roche y Conil (128 y 130)

Entre Cabo Roche y Conil la costa está surcada por acantilados separados por pequeñas calas con forma de media luna, como consecuencia de diversas fracturas asociadas a una falla de dirección ONO-ESE. La zona acantilada de Cabo Roche ofrece paredes verticales cuya secuencia estratigráfica es similar a la reconocida en el acantilado de La Barrosa. En cambio, en las zonas deprimidas se modelan calas o playas de sedimentos finos, como ocurre en la zona de Conil. En ellas, los aportes de material fino proceden de la erosión de las zonas acantiladas y de los ríos, entre ellos los arroyos que discurren por las zonas deprimidas antes de desembocar en el mar.



Panorámica del acantilado de Conil. Miguel Villalobos.

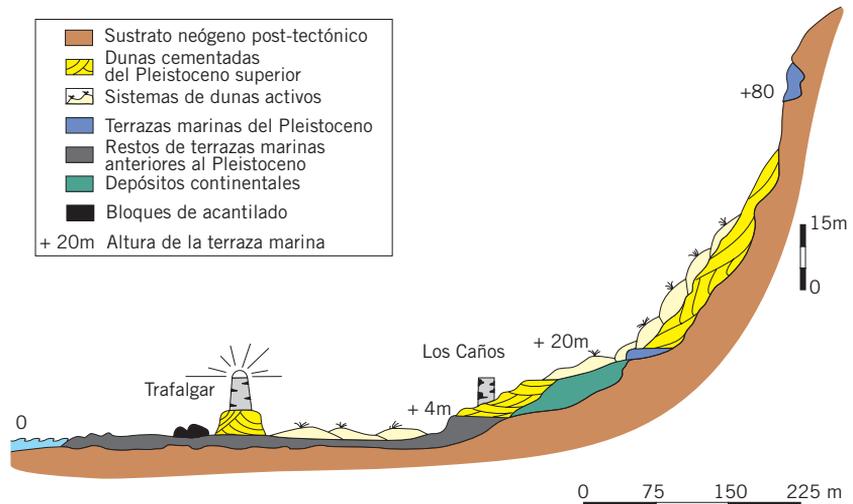


Cala del Pato, pequeña cala cubierta prácticamente por bloques caídos procedentes del acantilado. Luis Miguel Cáceres Puro.

► 3.3.5. Tómbolo y Cabo de Trafalgar (133)

La conexión de la “isla” de Trafalgar con la costa se realiza a través del tómbolo de Trafalgar, unión que tuvo lugar hace unos 6.500 años, cuando el nivel del mar alcanzó su cota actual. Su interés reside en que se trata del único ejemplo en Andalucía de tómbolo doble, es decir, formado en el Cuaternario reciente, por dos barreras arenosas adosadas, una al oeste y otra al este, generadas por las corrientes de poniente y levante. Ambas acumulaciones encierran en su interior una pequeña laguna o albufera que en la actualidad está totalmente colmatada. El “islote” rocoso presenta una altura de 6 m y está constituido por una unidad conglomerática con fósiles de *Strombus bubonius* de edad Tirreniense (Pleistoceno superior). Encima se encuentran arenas eólicas muy cementadas con estratificaciones cruzadas espectaculares.

CORTE ESQUEMÁTICO DE LA ZONA COSTERA DE TRAFALGAR
(Tomada de Zazo et al., 1999)



Vista aérea del tómbolo y cabo de Trafalgar. Miguel Villalobos.



Laguna interior del tómbolo de Trafalgar. Al fondo, paleoacantilado de Meca. Miguel Villalobos.

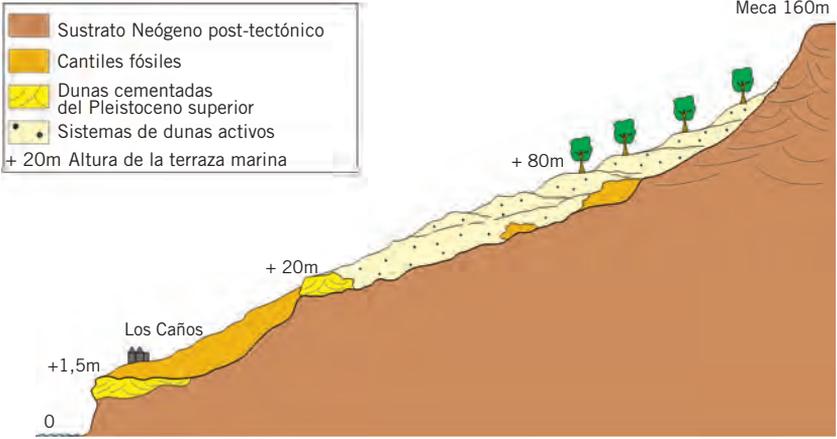


Detalle de las estratificaciones cruzadas de una duna fósil en la playa de Trafalgar. Miguel Villalobos.

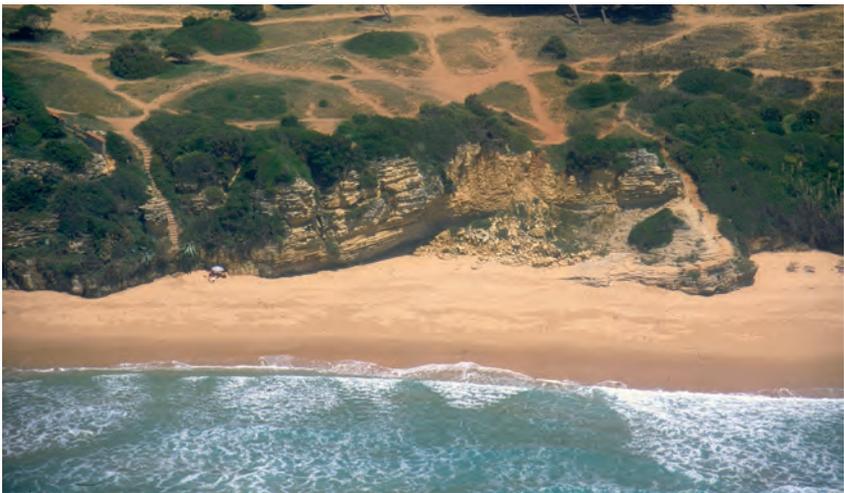
► 3.3.6. Acantilado de Barbate y Caños de Meca (136)

El acantilado de Barbate es uno de los más espectaculares de la costa gaditana. Modelado sobre margas y areniscas calcáreas del Mioceno, discurre a lo largo de 4 km de longitud y 90 m de desnivel, dando una pared prácticamente vertical. Su formación no sólo se debe a la acción erosiva del oleaje, sino a una falla activa de dirección E-W. En el límite oeste del acantilado, y ligados a las unidades litológicas aflorantes, surgen los conocidos Caños de Meca, que consisten en surgencias de agua, o caños, producidas por el contraste de permeabilidad entre las margas de la base (material impermeable) y las areniscas (material permeable).

CORTE ESQUEMÁTICO DE LA ZONA COSTERA DE BARBATE Y CAÑOS DE MECA
(Tomada de Zazo et al., 1999)



Vista aérea del acantilado de Barbate. Miguel Villalobos.

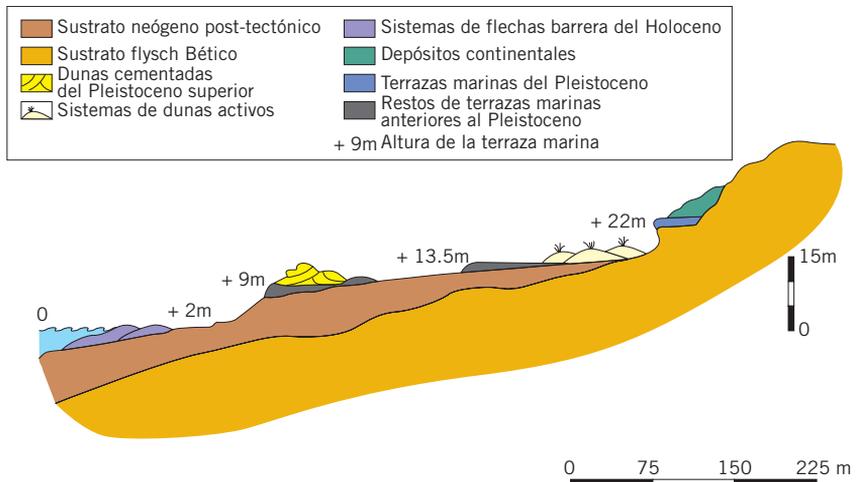


Vista aérea de los Caños de Meca. Miguel Villalobos.

► 3.3.7. Ensenada y dunas de Bolonia (146), Punta Palomas y Valdevaqueros (148)

Las ensenadas de Bolonia, Punta Palomas y Valdevaqueros forman un rosario de zonas deprimidas separadas por promontorios rocosos, y modeladas sobre materiales neógenos post-tectónicos. Los aportes de los arroyos que discurrían por las depresiones y de la deriva litoral provocaron el cierre de estas bahías mediante la construcción de depósitos de flechas litorales, dando lugar a una línea de costa más rectilínea. Actualmente, estas depresiones están prácticamente colmatadas de sedimentos. Hay también trenes de dunas que pueden superar los 30 m de altura, formados por los vientos de levante, cuya intensidad crece conforme nos acercamos al Estrecho de Gibraltar. La ensenada de Bolonia, además, es conocida porque en ella se ubica la antigua ciudad romana de Baelo Claudia.

CORTE ESQUEMÁTICO EN EL SECTOR DE BOLONIA Y VALDEVAQUEROS
(Tomada de Zazo et al., 1999)



Cordón de dunas activas de Valdevaqueros. Francisco Javier Gracia Prieto.

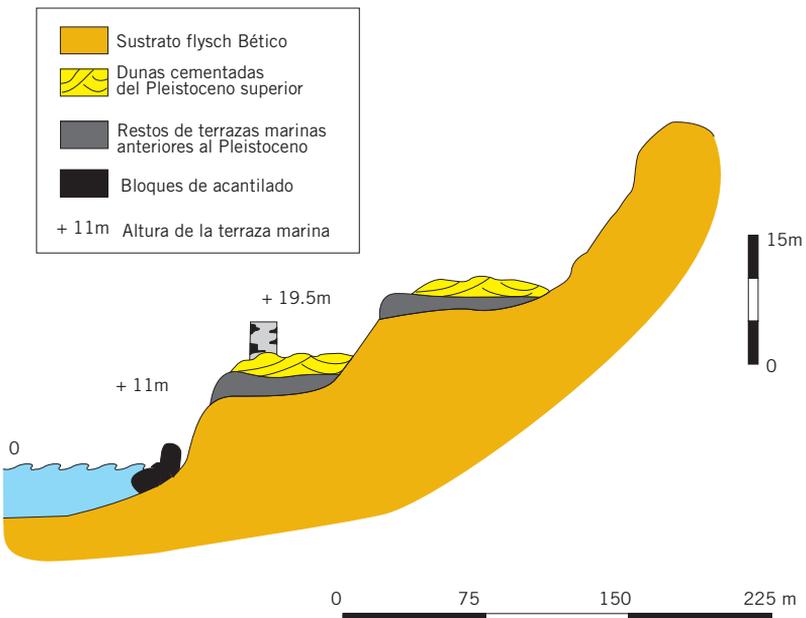


Ciudad de Baelo Claudia. Miguel Villalobos.

► 3.3.8. Tómbolo e Isla de Tarifa (152)

El complejo litoral de Tarifa es el punto más meridional de toda la Península Ibérica. La isla, denominada isla de Palomas o de Tarifa, está modelada sobre las areniscas de la Unidad del Aljibe, con pequeños escarpes acantilados en su parte este y suaves pendientes en la oeste. Las areniscas del Aljibe están cubiertas por un nivel de depósitos marinos y un manto de dunas fósiles, sobre los cuales se construyó la Torre de Guzmán el Bueno y el faro de Tarifa. El acceso desde la costa a la isla se realiza a través de una carretera construida sobre la superficie de un tómbolo arenoso.

CORTE ESQUEMÁTICO DE LA ZONA DE TARIFA
(Tomada de Zazo et al., 1999)





Castillo de Santa Catalina en Tarifa, edificado sobre materiales marinos. Joaquín Rodríguez Vidal.

► 3.3.9. Turbiditas de Punta Carnero y Getares (157)

En la costa gaditana de Punta Carnero y Getares en la Bahía de Algeciras se observa el mejor afloramiento de secuencias turbidíticas pertenecientes a la Unidad de Algeciras del Complejo del Campo de Gibraltar. Las variaciones que experimenta el nivel del mar en este sector (costa mesomareal, con oscilaciones inferiores a 2,5 m) permiten dejar emergente la plataforma de abrasión de forma discontinua. En ella se pueden reconocer estratos casi verticales, numerosas estructuras sedimentarias asociadas a depósitos turbidíticos y rasgos estructurales (pliegues y fallas de gran escala).



Plataforma de abrasión desarrollada sobre las secuencias turbidíticas de la Unidad de Algeciras . Joaquín Rodríguez Vidal.

► 3.3.10. Montera del Torero (155)

La Montera del Torero constituye una curiosa forma labrada sobre las areniscas de la Unidad del Aljibe. Alcanza 15 m de altura y 12 m de anchura, con una oquedad en su parte central resultado de la formación de una estructura de tipo tafoni. Su denominación se debe a su parecido con el tocado del traje de faena de la lidia del toro bravo.



Morfología curiosa en areniscas del Aljibe, conocida como Montera del Torero. Joaquín Rodríguez Vidal.

► 3.4. Otras localidades de interés

► 3.4.1. Laguna de la Janda (140)

La evolución paleogeográfica de la depresión tectónica de la Janda ha sido muy importante a lo largo del Holoceno. Después del último episodio glacial, la cuenca constituía una bahía interior inundada por el mar, en la cual desembocaban los ríos Barbate y Almodóvar. Los continuos aportes fluviales de estos ríos provocaron el cierre de la marisma de Barbate, desagüe natural de la Janda, y la desconexión completa de la bahía con el mar. A partir de este momento, la depresión de la Janda se aísla y tiene lugar una sedimentación exclusivamente continental, inundándose sólo en periodos de avenidas. Actualmente, la laguna está desecada artificialmente y puesta en cultivo de regadíos, principalmente arroz. Por esta cuenca transcurre de forma meandriforme el río Barbate hasta llegar a la población de Vejer, donde el río cambia de dirección, debido a la captura fluvial que sufrió en el Pleistoceno superior–Holoceno, para desembocar definitivamente al mar en el surco de Barbate.

Laguna desecada

Río Barbate



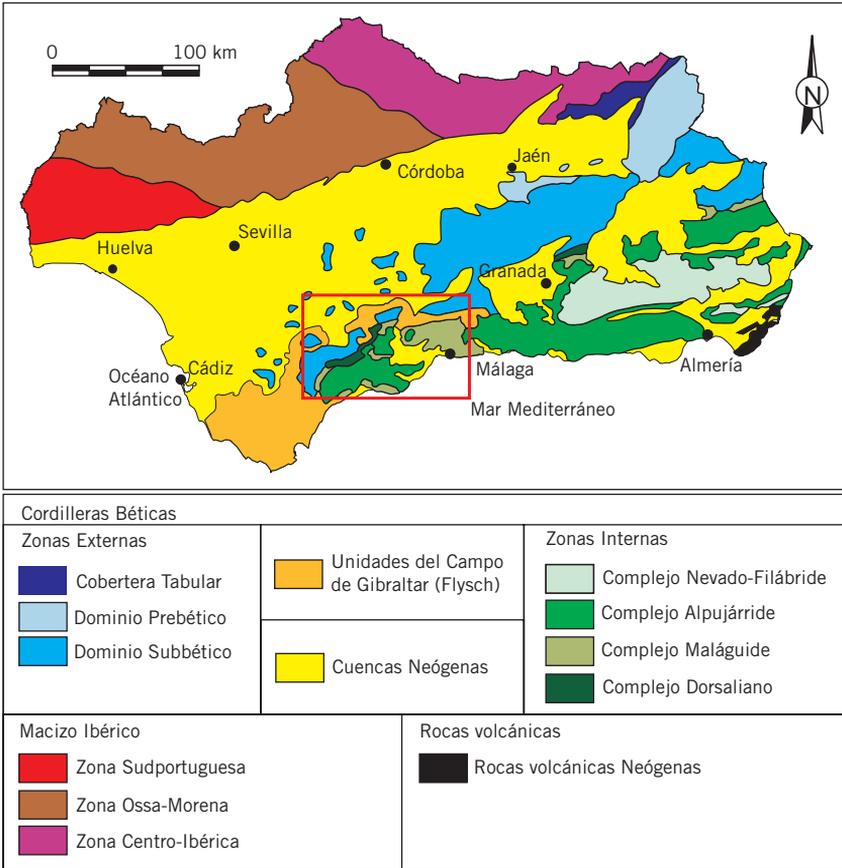
Vista aérea de la Laguna de la Janda. Miguel Villalobos.

Capítulo 4 . . .

El karst subbético



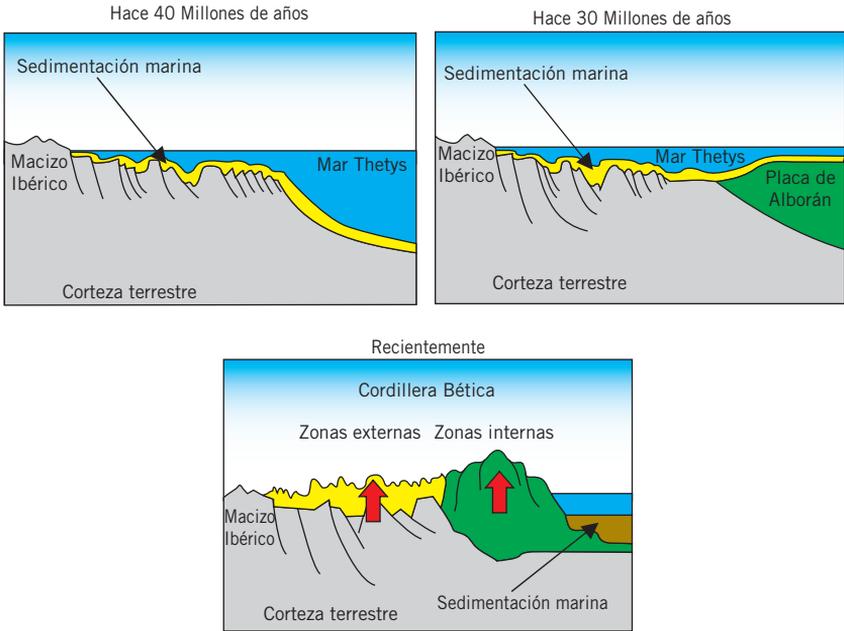
4.1. Contexto geológico



Mapa de situación y unidades geológicas principales.

La gran cadena montañosa caliza que se extiende desde la sierra de Grazalema, en el norte de la provincia de Cádiz, hasta Sierra Gorda, ya en el sector occidental de la provincia de Granada, con una directriz bética ENE–OSO integra un conjunto de sierras, todas ellas pertenecientes geológicamente al Subbético Interno (incluyendo el Penibético), que acogen algunos de los más bellos paisajes kársticos de la región andaluza. En este gran eje destacan, de oeste a este, macizos kársticos tan emblemáticos como los de las sierras del Grazalema, Ubrique, Endrinal, Líbar, Blanquilla, Torcal de Antequera y Sierra Gorda.

Las sierras del eje kárstico señalado están mayoritariamente constituidas por grandes afloramientos de rocas jurásicas y cretácicas de naturaleza carbonatada. Estas rocas se originaron a partir de sedimentos calcáreos formados por la acumulación de grandes cantidades de restos de esqueletos de organismos sobre los fondos marinos. La colisión de la pequeña placa de Alborán (Zonas Internas) con las placas Ibérica y Africana, iniciada hace al menos unos 21 Ma, en el Mioceno inferior, provocó el desplazamiento, la emersión y levantamiento de estos fondos. Estas rocas fueron plegadas, fracturadas y desplazadas formando los grandes relieves que hoy representan las Zonas Externas de la Cordillera Bética. Desde ese momento, los relieves se han visto sometidos a la acción erosiva del agua, el hielo y el viento, dando lugar al desarrollo de sistemas kársticos, tanto en superficie como en el medio subterráneo, exokarst y endokarst, respectivamente.



Por otro lado, el afloramiento de una unidad triásica (Trías de Antequera) compuesta por yesos, carbonatos y, sobre todo, arcillas, en el sector nororiental de esta área, ha permitido el desarrollo de excelentes fenómenos de endorreísmo. Se configuran cubetas lagunares de alto contenido salino y excepcional valor ecológico, cuyo ejemplo más relevante es la Laguna de Fuente de Piedra.

► 4.2. Sistemas morfodinámicos, formas y procesos de interés

► 4.2.1. Sistema Kárstico

El agua de lluvia o de fusión de la nieve y las aguas subterráneas son capaces de disolver las rocas solubles en un lento proceso que dura miles, cientos de miles y a veces millones de años. El paisaje resultante se denomina karst o paisaje kárstico. Se caracteriza por la presencia de abundantes formas de disolución en superficie (dolinas, poljes, lapiazes, etc.) y un complejo sistema de redes de cavidades subterráneas (galerías, simas, etc.).

Los karsts más frecuentes y conocidos se generan sobre calizas. Se debe a que las calizas son un tipo de roca muy soluble y, además, muy abundante en nuestro entorno mediterráneo. No obstante pueden generarse formas de modelado kárstico en otros tipos de rocas menos comunes, tales como las evaporitas (yeso, sal común u otras sales), cuarcitas, e incluso sobre hielo, en zonas polares.

Pero, ¿cómo sucede la disolución kárstica? La disolución se produce a través de una reacción química. En ella interviene por un lado el agua de lluvia (H_2O) o de fusión de nieve, con abundante dióxido de carbono disuelto (CO_2), que le confiere una cierta acidez, y la roca caliza ($CaCO_3$), dando como resul-

tado bicarbonato cálcico $[Ca (CO_3H)_2]$ componente que se disuelve fácilmente en el agua. La reacción química sería:



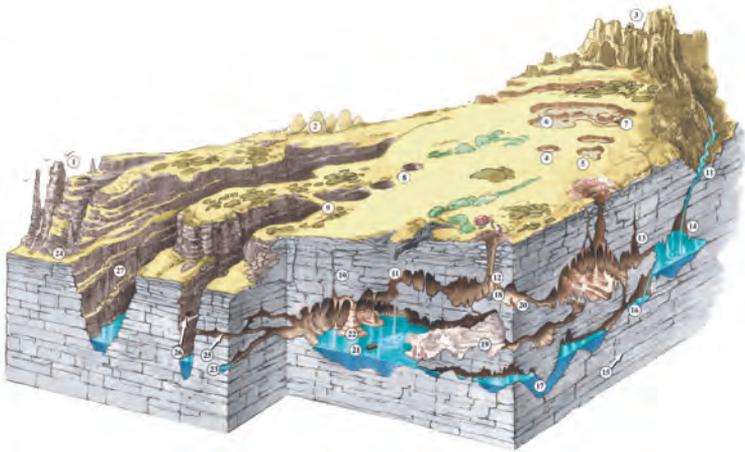
En la velocidad del proceso de disolución pueden incidir otros factores, como el grado de fracturación (diaclasas y fallas) de la caliza, que favorece la infiltración del agua y el desarrollo de procesos de disolución en el interior del macizo; y la pureza de la roca caliza, que se traduce en una mayor proporción de carbonato cálcico.

El residuo insoluble de la disolución de la caliza genera un depósito de color rojizo, compuesto por minerales de la arcilla y óxidos de hierro que recibe el nombre de “terra rossa” o “arcilla de descalcificación”.

Las formas del modelado kárstico atienden a muy diferentes clasificaciones. Una de ellas, de origen genético, queda resumida, de modo muy simplificado, en la siguiente tabla:

FORMAS KÁRSTICAS	Exokársticas	Disolución	Dolinas y uvalas Poljes Lapiaces, lenares o karren
		Acumulación	Travertinos o tobas
	Endokársticas	Disolución	Simas Cavernas
		Reconstrucción	Espeleotemas

FORMAS MÁS CARACTERÍSTICAS DE UN PAISAJE KÁRSTICO
(Tomada de J.L. Saura para J. Martínez en Ediciones Desnivel)

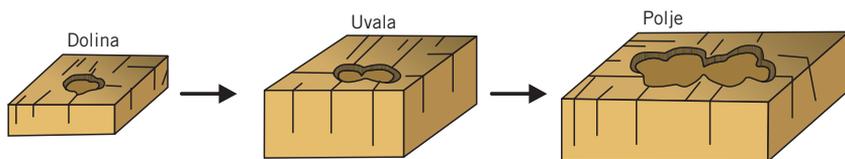


- | | | |
|---|-------------------------------|--------------------|
| 1.- Tepuys (karst en cuarcitas) | 10.-Diaclasa | 19.- Gours |
| 2.- Pitones, torres, mogotes (karst tropical) | 11.- Sumidero | 20.- Galería fósil |
| 3.- Lapiaz (karst de alta montaña) | 12.- Sima | 21.- Lago |
| 4.- Dolina de disolución | 13.- Chimenea | 22.- Columna |
| 5.- Uvala | 14.- Cascada | 23.- Surgencia |
| 6.- Polje | 15.- Junta de estratificación | 24.- Valle colgado |
| 7.- Ponor | 16.- Meandro | 25.- 'Trop Plein' |
| 8.- Dolinas de hundimiento | 17.- Sifón | 26.- Cueva |
| 9.- Puente de roca | 18.- Cono de derrubios | 27.- Cañón |



Dolina en la Sierra del Endrinal.
Joaquín Rodríguez Vidal.

Las dolinas o torcas son unas de las formas superficiales de disolución más habituales del modelado kárstico. Suelen deber su origen a la infiltración del agua por la intersección de dos fracturas o diaclasas, lo que genera una pequeña forma de disolución circular que progresivamente irá agrandándose. El desarrollo de un gran número de dolinas sobre una superficie da lugar a la formación de un campo de dolinas (proceso denominado dolinización). La coalescencia de varias dolinas da origen a las uvalas, las cuales pueden evolucionar hacia la formación de un polje.



Evolución de dolina a polje (modificada de Llopis, 1970).



Polje del Republicano. Miguel Villalobos.

Los poljes son las formas de absorción kárstica de mayor extensión superficial. Consisten en cubetas, generalmente endorreicas, de forma aplanada, en las que los cursos de agua acaban perdiéndose a través de los sumideros (también denominados ponor) para incorporarse al medio subterráneo. Es frecuente encontrar en los

poljes algún relieve aislado, resto de la roca que no ha sufrido los efectos de la disolución, denominado hum.

Se entiende por lapiaces, lenares o karrens los canales y surcos, separados por cretas agudas, formados por el efecto disolvente del agua cuando circula por la superficie de la roca. Los hay de muy diferentes tamaños, desde micro-lapiaces hasta lapiaces de grandes crestas.



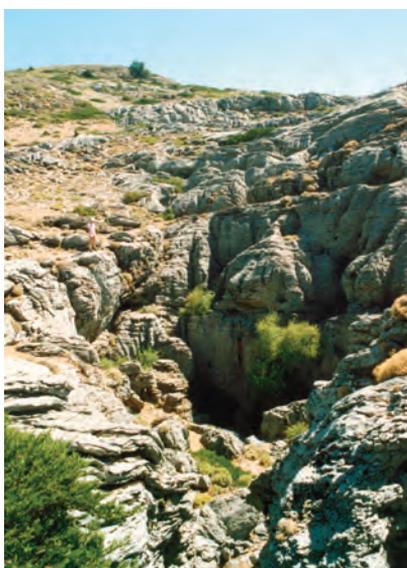
Desarrollo de un lapiaz: génesis de crestas por disolución de las calizas y consiguiente acumulación de arcillas de descalcificación en las grietas (Diputación Foral de Guipúzkoa, 1991).



Lapiaz en la Sierra del Endrinal.
Joaquín Rodríguez Vidal.



Travertinos en cascada.
Juan Carlos Braga Alarcón.



Entrada a la sima GESM. Juan Mayoral
(Federación Andaluza de Espeleología).

Los depósitos asociados a las surgencias y manantiales kársticos originados por la precipitación de carbonato sobre musgos o vegetales superiores se conocen con el nombre de travertinos o tobas. Los travertinos llegan a formar verdaderos edificios que adquieren diversas morfologías, algunas muy curiosas.

Las simas son las formas de conducción con desarrollo vertical, cuya función es la de favorecer la incorporación del agua de lluvia o superficial al medio subterráneo. Generalmente, su origen está relacionado con el hundimiento o el progreso de una dolina en profundidad.

Las cavernas o cuevas consisten en formas de conducción con desarrollo horizontal en el interior de las rocas.



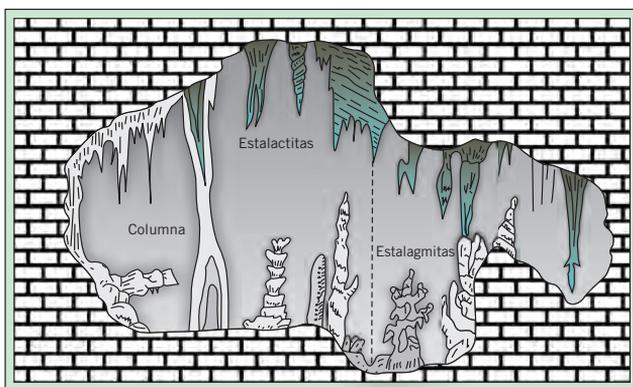
Sima GESM. Anohes Moral Tello.



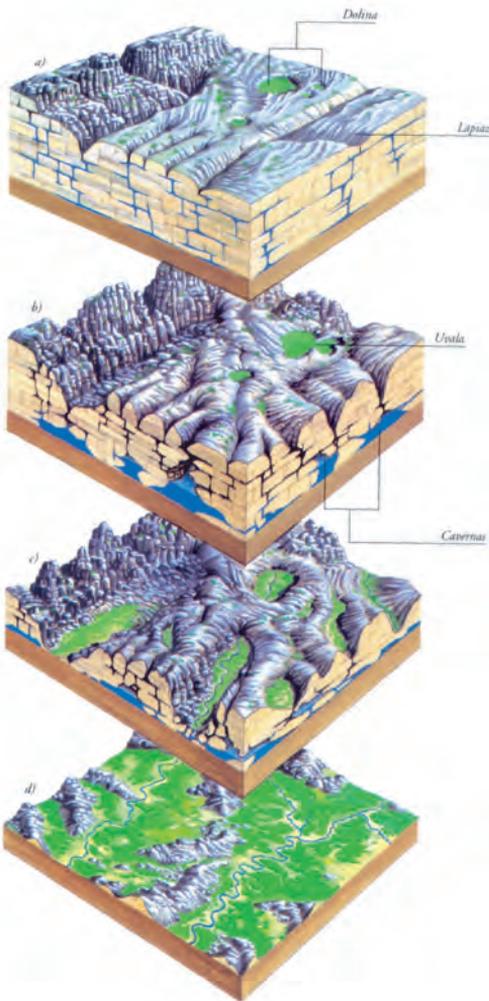
*Espeleotemas de la Cueva de Doña Trinidad.
Manuel J. González Ríos.*

Son formas originadas por la disolución y erosión de la roca a favor de los cursos de agua subterránea. Se consideran activas cuando circula agua por ellas, y fósiles o muertas cuando se sitúan por encima del nivel del acuífero. Según su morfología y dimensiones se denominan corredores, cuando son largas y estrechas, galerías, cuando son muy altas, o salas, cuando son muy amplias.

Los espeleotemas son depósitos de material carbonatado (calcita y aragonito) sobre la superficie de las cuevas. Las más habituales son las estalactitas, que son concreciones que enraízan en el techo, estalagmitas, que se disponen sobre del suelo, columnas, que son estalactitas y estalagmitas unidas, y cortinas, formadas por unión lateral de columnas, etc.



*Depósitos carbonatados endokársticos
(Según Selby, 1985).*



a) Fase Embrionaria

El agua de lluvia y la nieve actúan sobre la superficie caliza, disolviéndola, dando lugar a un paisaje kárstico incipiente. La presencia de fracturas favorece la disolución. En esta fase el proceso dominante es la disolución y la erosión del material carbonatado.

b) Fase de Juventud

La circulación y la infiltración de agua por todo el cuerpo calizo va a incrementar la disolución de las calizas, desarrollando más formas superficiales y subterráneas.

c) Fase de Madurez

El paso del tiempo va acentuando las formas del relieve, dando lugar a modelados muy singulares. En esta fase se forman los primeros espeleotemas en el interior de las cavidades.

d) Fase de Senilidad

La superficie caliza es prácticamente eliminada, salvo pequeños islotes que se resisten a la disolución, generándose una superficie más o menos plana cubierta de sedimentos. Además, las cavidades subterráneas comienzan a rellenarse hasta terminar colmatándose. En esta última etapa los procesos dominantes son la sedimentación y la fosilización.

► 4.2.2. Sistema Lacustre

Los lagos son masas de agua continentales aisladas que deben su existencia a que el balance de las entradas (lluvia, ríos, etc.) y salidas (evaporación, infiltración, etc.) de agua en una determinada cuenca es positivo. Las cubetas lagunares andaluzas, que se desarrollan generalmente sobre los materiales arcillosos del Triásico o de las unidades olitostromicas del Guadalquivir, responden casi siempre al modelo de pequeñas cuencas endorreicas muy poco profundas, asentadas sobre materiales de baja permeabilidad. Están alimentadas, en mayor o menor medida, por agua de lluvia y escorrentía superficial y asociados a descargas difusas de acuíferos.

► 4.3. Localidades de interés

► 4.3.1. Complejo de las Motillas (483)

El Cerro de las Motillas presenta uno de los sistemas kársticos subterráneos más extensos e interesantes de Andalucía. Desde 1975, el grupo espeleológico GLEX ha estado trabajando en este complejo, aportando gran parte de la información de la que hoy se dispone. Hasta el momento, se conocen 6 km de galerías distribuidas a diferentes niveles y 9 entradas a distinta altura, por lo que constituye un excelente modelo de espeleogénesis. Una de las entradas más características es la Cueva de las Motillas. Situada en la vertiente nororiental del macizo, es una antigua surgencia, desarrollada cuando el nivel de base del Arroyo de los Arrieros estaba situado más alto (60 m sobre la altura actual). Esta cavidad permanece totalmente seca, lo que favoreció su utilización desde tiempos remotos. Otras entradas, situadas a cotas inferiores, son la Cueva del Agua, el Sumidero de Parralejo y el Sumidero del Ramblazo, que se activan como surgencias sólo en épocas de crecida, cuando los manantiales de descarga habituales no dan abasto para evacuar el caudal que circula por el sistema.

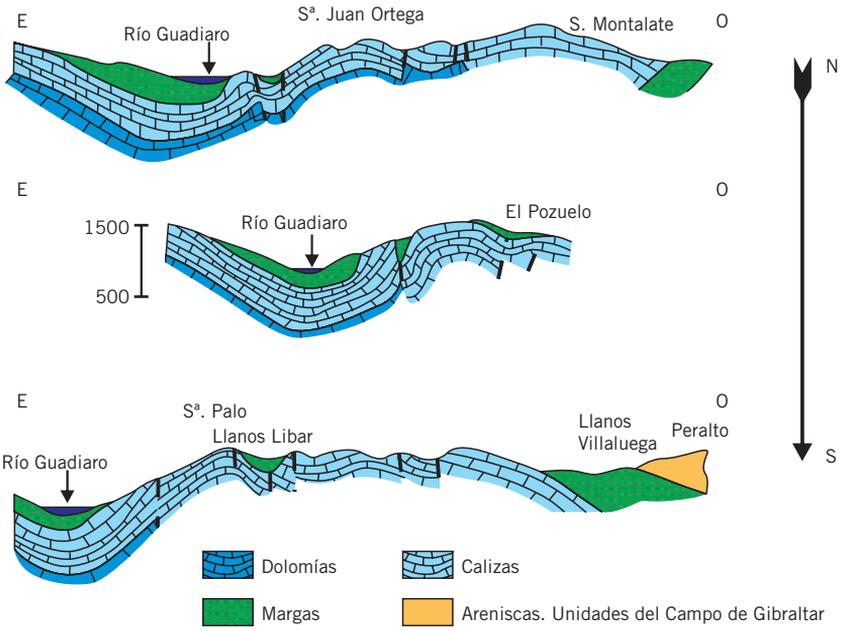


Boca de entrada a la Cueva de las Montillas. A. Santiago Pérez.

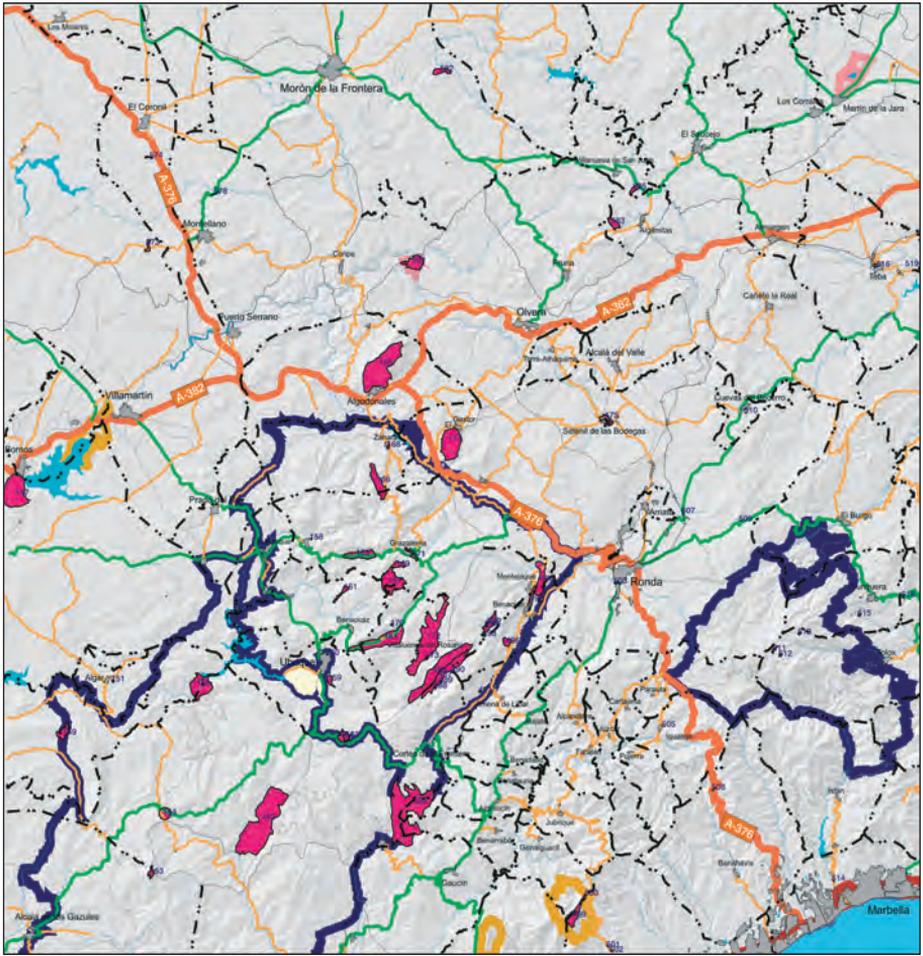
► 4.3.2. Sierra de Líbar (486)

La Sierra de Líbar es el macizo kárstico más oriental de la Sierra de Grazalema, ocupando los municipios de Cortes de la Frontera, Benaoján y Montejaque. Estructuralmente, este relieve está constituido por un pliegue en cofre cortado por un conjunto de fracturas y fallas, que lo dividen en distintos bloques rocosos. Los bloques topográficamente más altos son afectados por la escorrentía superficial, generando un intenso lapiaz, que facilita la incorporación de agua al interior del macizo. En los bloques topográficamente más bajos se desarrollan excelentes ejemplos de poljes. En la vertiente oriental de este sistema kárstico, y bajo la influencia de río Guadiaro, que transcurre por las proximidades, se sitúan dos cavidades muy conocidas, la Cueva de la Pileta y el Complejo Hundidero – Gato, que se describen más adelante.

CORTES GEOLÓGICOS DEL MACIZO DE LA SIERRA DE LÍBAR
 (Tomada de www.club.telepolis.com)



Detalle de los modelados de lapiaz en la Sierra de Líbar. Joaquín Rodríguez Vidal.



Espacios Naturales Protegidos

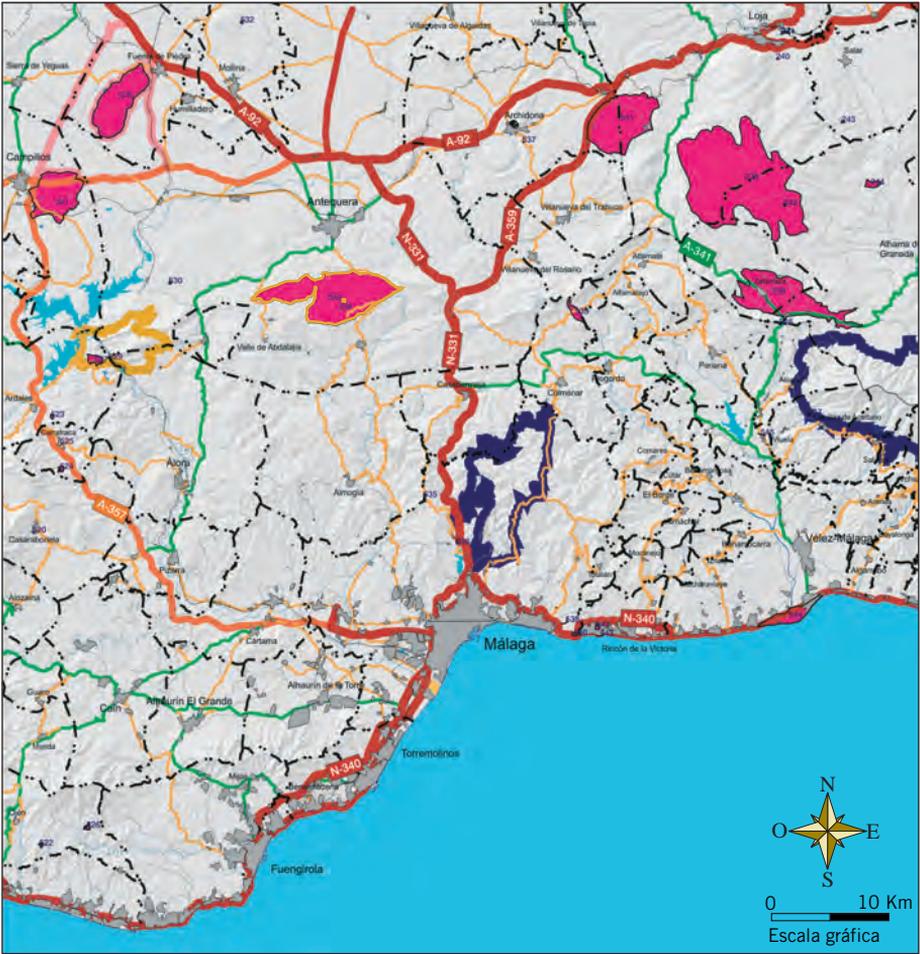
- Parque Natural
- Paraje Natural
- Reserva Natural
- Monumento Natural

Infraestructuras viarias

- Autopistas y autovías
- Carretera de 1^{er} orden
- Comarcal
- Local
- Caminos, pistas particulares

Otras

- Red fluvial
- Términos municipales



Mapa de situación de las localidades de interés del eje kárstico Sierra de Grazalema-Torcal de Antequera-Sierra Gorda. Listado de las localidades inventariadas en la página siguiente >>



Código Denominación

153	Pico Aljibe	151	Cueva de los Bermejales
162	Sima Peñón de El Berrueco	154	Corte del Puerto de Gáliz
174	Cerro de Lagarín en El Gastor	155	Montera del Torero en Los Barrios
483	Karst de Las Motillas	156	Tajo de Los Hurones
484	Karst del Peñón de El Berrueco	158	Fuente de Benamahoma
485	Garganta de Buitreras	159	Fallas del Saltadero de Ubrique
486	Karst de la Sierra de Líbar	160	Fuente de Ubrique
487	Polje de los Llanos de Líbar	161	Fallas del Salto del Cabrero en Benaocaz
488	Sima Karst	163	Canchales de la Sierra del Pinar
489	Hoyo de Cortes	164	Manga de Villaluenga
490	Sima del Flaco	165	Karst de la Sierra de Lijar
491	Cueva de Chapi	166	Garganta Verde en Zahara de la Sierra
492	Polje del Pozuelo	167	Karst de la Sierra del Endrinal
493	Sima del Pozuelo (I)	168	Peñón de Zahara de la Sierra
494	Sima del Pozuelo (II)	169	Polje del Endrinal en Grazaema
495	Sima de Manuel Pérez	170	Sima de Cacao
496	Cueva de la Pileta	171	Paleokarst de Grazaema
497	Polje de Benaoján	172	Polje de los Llanos del Republicano
498	Complejo Hundidero-Gato	173	Sima del Republicano
499	Peridotitas de Los Reales-Sierra Bermeja	175	Escarpes del Río Trejo en Setenil
500	Diques anatócticos del Puerto de Peñas Blancas	581	Peñón de Zaframagón
501	Migmatitas de Estepona	238	Karst de Sierra Gorda
502	Rocas cataclásticas de Estepona	239	Polje de Zafarraya
503	Tajo de Ronda	240	Manantial del Manzaniil
505	Surgencia del río Genal	241	Infiernos de Loja
507	Areniscas calcáreas del Mioceno de Ronda	242	Complejo Sima Rica-Redil
508	Layering de peridotitas del Puerto del Madroño	243	Serie Jurásica del Cortijo Cardador
509	Paleokarst del Puerto del Viento	244	Serie Jurásica de Venta Quesada
510	Manantial de El Carrizal (Nacimiento)		
511	Dolinas Hoyos de los Pilonos		
512	Sima GESM		
513	Sima del Aire		
514	Conglomerados de Marbella		
515	Cueva de Zarzalones		
516	Serie Jurásico Superior de Teba		
517	Balneario de Tolox		
518	Manantial de Jorox		
519	Serie Cretácico superior del río de la Venta		
520	Travertinos del Castillo de Casarabonela		
521	Lagunas de Campillos		
522	Mina de cromo-níquel La Gallega		
523	Cueva de Doña Trinidad		
524	Minas de níquel de Carratraca		
525	Balneario de Carratraca		
526	Minas de vermiculitas de Ojén		
527	Sedimentos miocenos de El Chorro		
528	Laguna de Fuente de Piedra		
529	Desfiladero de los Gaitanes		
530	Sima del Águila I		
532	Sima de El Soldado		
533	Torcal de Antequera		
534	Sima Rasca		
535	Pliegues de la carretera de Casabermeja		
536	Diques basálticos del Guadalmedina		
537	Ofitas de Archidona		
538	Permotrías Maláguide en el Arroyo del Cantal		
539	Deslizamiento de Colmenar		
540	Complejo de La Araña		
541	Karst yesífero de Salinas-Fuente Camacho		
542	Cueva del Tesoro		
543	Cuaternario marino de los Cantales		
544	Delta del río Vélez		
545	Formación de la Viñuela		
546	Cueva del Boquete de Zafarraya		
547	Cueva de la Fájara		
147	La Angostura de Bornos		
149	Garganta de Bogás en Sierra de las Cabras		
150	Ofitas de El Tempul		
151	Cueva de los Bermejales		

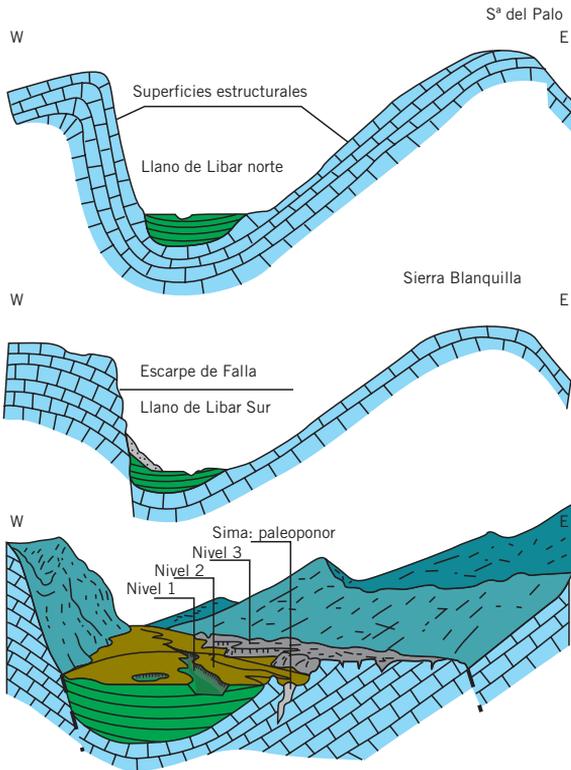


Polje de Lívar. Miguel Villalobos.

► 4.3.3. Polje de la Sierra de Lívar (487)

El polje de Lívar constituye una depresión kárstica cerrada entre bloques calizos limitados por fallas, por lo que su orientación y extensión está controlada fundamentalmente por factores tectónicos. Además de ser una de las depresiones kársticas más extensas de todo el macizo de la Sierra de Grazalema (con 4,3 km de longitud y 1,5 km de anchura), el polje destaca por presentar varias superficies situadas a distintas alturas sobre el valle actual, que son interpretadas como antiguos niveles de instalación del polje. En la depresión se sitúa la Sima de Lívar, que representa un paleoponor desarrollado en un antiguo valle del polje.

CORTES GEOLÓGICOS SERIADOS DEL POLJE DE LÍBAR
(Tomado de Delannoy, 1999)



► 4.3.4. Cueva de la Pileta (496)

La Cueva de la Pileta se sitúa en la vertiente oriental de la Sierra de Líbar, al sur de la población de Benaoján. El sistema de galerías que conforman la cueva representa un antiguo sistema de drenaje subterráneo que permitía la circulación de aguas en el interior del macizo de la Sierra de Líbar hacia el cauce del río Guadiaro. Durante aquel periodo, las galerías funcionaban en régimen inundado, es decir, estaban en la zona saturada de



Detalle de una pintura rupestre, en este caso de un pez, en una de las salas interiores de la cueva.

agua. Posteriormente, se produjo el encajamiento del río Guadiaro, provocando el descenso del nivel piezométrico y, con ello, de la zona saturada. De esta forma la red de galerías de la cueva pasa a estar en la zona no saturada, y por tanto deja de estar ocupada por el agua. Sin embargo, su funcionalidad continúa, ya que recibe las aguas que se infiltran en la superficie del macizo, las cuales provocan la construcción de espeleotemas en el interior de las galerías. Los resultados de las dataciones absolutas realizadas sobre estas construcciones ponen de manifiesto que entre los periodos de formación de espeleotemas existen otros de erosión, a través de escorrentías subterráneas agresivas, que provocan el desgaste de estas formas. La cueva alberga excelentes restos arqueológicos del Paleolítico y Neolítico, con un legado de más de 3000 grabados rupestres e inscripciones. Este hecho la cataloga como una de las cuevas más importantes de España.

► 4.3.5. Complejo Hundidero–Gato (498)

El complejo Hundidero–Gato, situado en el extremo sur de la Sierra de Líbar–Algarrobo, está catalogado como la cavidad de mayor desarrollo de toda Andalucía, con 7.818 m de galerías y 212 m de desnivel. El sistema representa el curso subterráneo del río Guadares, cuyo nacimiento se encuentra en la Sierra del Caílllo. El río se filtra en la boca de Hundidero, a través de una calizas jurásicas del Dominio Subbético interno, sobre las cuales, en el primer cuarto del siglo XX, se construyó la Presa de Montejaque, con el fin de aprovechar su caudal, función que nunca llegó a cumplir. Tras un recorrido de 4,5 km, el río Guadares sale por la boca de Gato, a cuyo pie circula el río Guadiaro, conectando con éste. El carácter torrencial del curso subterráneo permite el desarrollo de grandes galerías y amplias salas en el interior del sistema. La salida del río Guadares tendría lugar a través de los dos orificios que se observan en la fachada de la boca de Gato, hasta que en el Pleistoceno se produjo el encajamiento del río Guadiaro, que provocó la reestructuración de la red fluvial. Esto influyó en el nivel del río Guadares, que se encajó originado una nueva salida del sistema, que coincide con la que conocemos hoy día.

Actualmente, la cueva alberga una importante población reproductora de murciélagos.

Complejo Hundidero-Gato

Acceso a Boca de Hundidero

Presas de Montejaque



Vista aérea de la entrada a la cueva Hundidero. Miguel Villalobos.



Boca de Gato

Vista general de la salida de la cueva del Gato. Miguel Villalobos.



Galería interior de Hundidero-Gato. CIE de Montejaque.

► 4.3.6. Polje y sima de los Llanos del Republicano (172 y 173)

Los Llanos del Republicano conforman un amplio polje de dirección NE-SO, cuyo fondo está labrado sobre margas, materiales turbidíticos y depósitos aluviales actuales. Por él circulan dos arroyos, Los Álamos, procedente del norte, y Las Merinas, del sur. Ambos cursos confluyen en el sumidero de la sima del Republicano, a través del cual se introducen las aguas en el medio subterráneo. Dicha sima termina en una amplia red de galerías y pozos muy complejos, que llegan a alcanzar la profundidad de -240 m. La red espeleológica conduce a un lago de aguas cristalinas, con un pozo en el fondo que lleva a un sifón, actualmente en exploración espeleológica



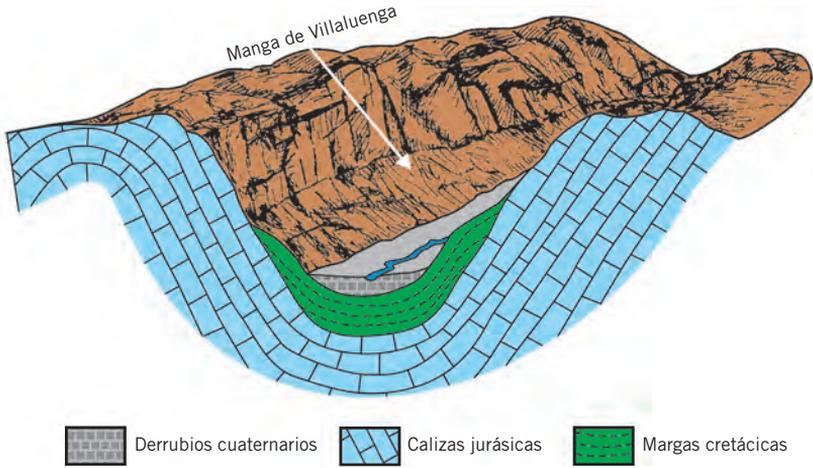
Vista de la boca de entrada a la sima del Republicano. Espeleo Club Karst (EK).

► 4.3.7. Manga de Villaluenga (164)

La Manga de Villaluenga es la depresión alargada que queda entre los relieves de la sierras de Caíllo y el Endrinal, al norte, y Atochar y Chaparral, al sur. Estructuralmente es un corredor sinclinal colgado, muy fracturado y basculado hacia la depresión de Ubrique–Benaocaz. Sus paredes están formadas por calizas jurásicas muy erosionadas y karstificadas, con formas de disolución visibles (lapiaces). El fondo está labrado sobre margocalizas cretácicas, que favorecen el desarrollo de una buena cobertera vegetal. Sobre las paredes calizas, y muy próxima a la localidad de Villaluenga, se localiza la sima del mismo nombre. La boca de la sima, constituida por un cañón cubierto por bloques caídos, conecta internamente con una red de galerías que permiten profundizar hasta -194 metros. En época de lluvia esta red kárstica se inunda de agua, llegando a desaguar a través del manantial de Algarrobal (Ubrique).



Vista parcial de la depresión de la Manga de Villaluenga donde se observa fácilmente la estructura sinclinal de la misma. Joaquín Rodríguez Vidal.



► 4.3.8. Sierra del Endrinal (167 y 169)

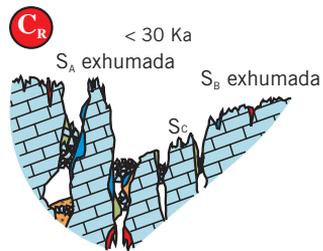
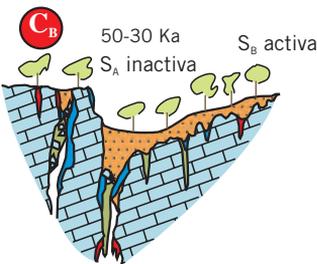
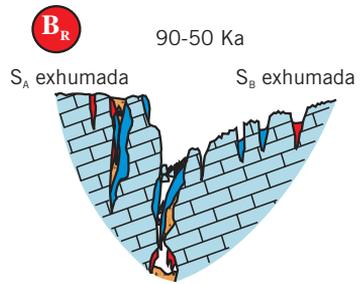
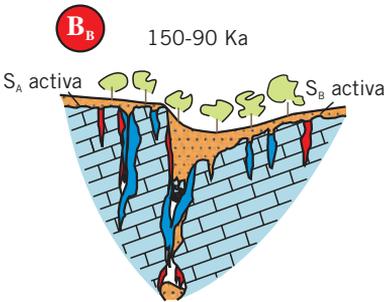
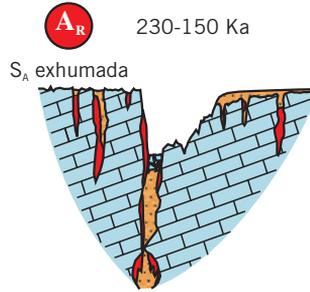
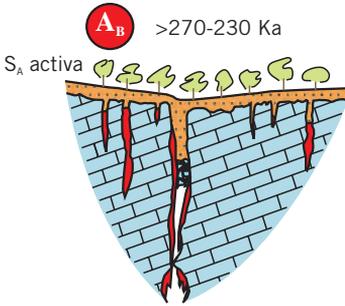
La Sierra del Endrinal constituye una amplia plataforma kárstica cuyas formas están relacionadas con la alternancia de periodos fríos y cálidos durante el Cuaternario. Esta plataforma kárstica (1400 metros de altitud) está rodeada por escarpes con un desnivel de entre 100 y 200 m, dando una morfología en “mesa” con una geometría casi circular. Desde el punto de vista estructural, la sierra se compone de un conjunto de pliegues suaves a los cuales se superpone una intensa fracturación, de dirección N-S, que favorece el proceso de karsificación. El modelado kárstico de la Sierra del Endrinal presenta dos tipos de relieve: uno, de laderas suaves y lomas redondeadas, típico de una antiguo karst cubierto, y otro, de superficies esculpidas por lapiaces desnudos típicas de un karst activo libre.



Sierra del Endrinal. Joaquín Rodríguez Vidal.

Episodios Biostásicos

Episodios Rexistásicos



Fases de espeleotemas



Regolito



En el modelado de la sierra se han identificado tres superficies erosivas, las dos primeras relictas y la última funcional. En cada una de estas superficies se suceden episodios de formación de modelados kársticos relacionados con periodos de biostasia local, bajo un clima húmedo, templado o cálido, y episodios de

erosión mecánica, que regularizan el relieve, relacionados con periodos de rexistasia, con menor precipitación y de carácter torrencial en condiciones más frías. Esta alternancia tiene como resultado la modificación del paisaje kárstico a lo largo del Cuaternario.

► 4.3.9. Paleokarst de Grazalema (171)

El paleokarst de Grazalema representa el mejor ejemplo de karst antiguo de la provincia de Cádiz. La presencia de determinadas estructuras permite conocer que el karst se originó durante dos episodios distintos, uno en el Jurásico medio–superior y otro durante el Cretácico inferior. Durante el primer episodio, la superficie caliza sufrió los procesos típicos de kárstificación, con la formación de modelados de disolución. Posteriormente, la superficie fue cubierta por fangos carbonatados del Jurásico superior, los cuales tendieron a rellenar y a fosilizar las distintas formas originadas. En el siguiente episodio, acontecido en el Cretácico inferior, de nuevo el macizo calizo queda expuesto a los procesos kársticos. Tal y como sucedió en el primer episodio, sedimentos más jóvenes, en este caso margas y arcillas del Cretácico medio–superior hasta el Mioceno inferior, rellenan las irregularidades de origen kárstico. Todo el conjunto, posteriormente, es plegado y fracturado debido a la actividad tectónica producida durante la Orogenia Alpina.



Paleokarst en las calizas jurásicas, sobre las que se asienta el pueblo de Grazalema, cubierto por las margas cretácicas. Joaquín Rodríguez Vidal.

► 4.3.10. Desfiladero de los Gaitanes (529)

El desfiladero de los Gaitanes es un cañón fluvio-kárstico originado por la incisión del río Guadalhorce sobre calizas y dolomías jurásicas subbéticas y areniscas y conglomerados del Mioceno. El encajamiento crea una garganta de más de 300 m de desnivel, con una anchura menor a 10 m en algunos puntos.



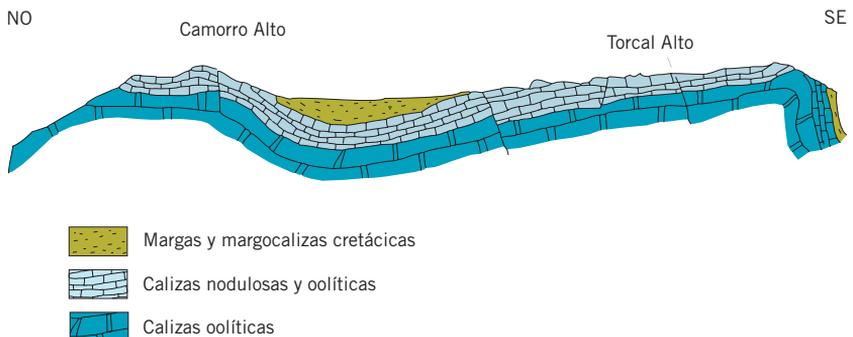
En las paredes se observa un corte natural de los materiales, en los que se distingue su estructura interna, e incluso se reconocen cuevas y abrigos. El tramo más interesante de todo el desfiladero, en cuanto al paisaje, se encuentra en la zona de mayor estrechez, justo donde comienza el conocido “Caminito del Rey”.

Vista del desfiladero en su sector más estrecho, con el “Caminito del Rey” al fondo. Miguel Villalobos.

► 4.3.11. Torcal de Antequera (533)

El Torcal de Antequera es uno de los paisajes kársticos más espectaculares de España. La alineación de los relieves (dirección E-O), la disposición tectónica (pliegue en cofre o champiñón, con una amplia charnela con estratos subhorizontales y flancos breves y abruptos con estratos subverticales, intensamente fracturado por varios juegos de fallas) y la composición litológica de los materiales (formaciones carbonatadas del dominio Penibético de las Zonas Externas), favorecen la formación de este modelado kárstico. Las formas superficial y subterráneas que se desarrollan son numerosas y variadas, y algunas son exclusivas de este karst.

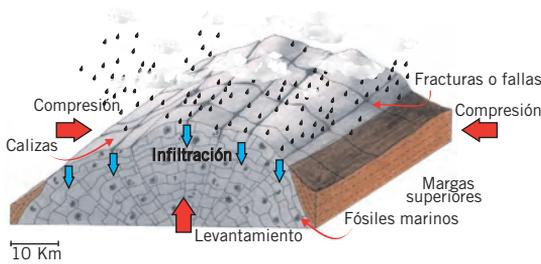
CORTE GEOLÓGICO DEL TORCAL DE ANTEQUERA
(Modificada de Martín Algarra, 1987)



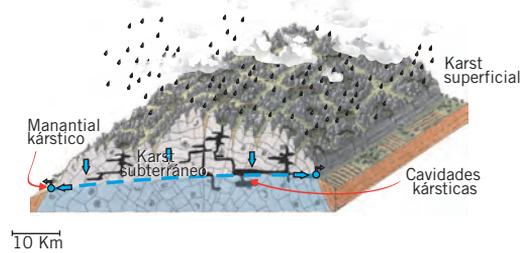
ORIGEN DEL TORCAL DE ANTEQUERA
(Realizado por TECNA S.L.)



Hace unos 200 millones de años, durante el Jurásico, lo que hoy constituye el Torcal era un mar en cuyas aguas vivía una fauna marina muy característica (ammonites, belemnites, etc), que hoy no existe. Cuando los organismos morían, sus esqueletos (conchas, etc.) se depositaban y acumulaban en estos fondos dando lugar a las rocas calizas, que se disponían en estratos hasta alcanzar espesores de miles de metros.



Hace unos 20 millones de años, en el Mioceno, con la Orogenia Alpina las rocas calizas que constituían el fondo del mar, empezaron a comprimirse, deformarse y fracturarse, hasta emerger bajo un proceso lento y continuo, que sigue en la actualidad. Los esfuerzos compresivos y de levantamiento han dado lugar a un pliegue en forma de cofre. La emersión de todo el conjunto favoreció la acción de los agentes geológicos externos (lluvia, nieve y viento).



En el pasado reciente, la estructuración geológica de todo el macizo y la respuesta de las rocas calizas ante la actividad de los diversos agentes geológicos a lo largo del tiempo, ha provocado su disolución y erosión del mismo hasta generar el paisaje kárstico que hoy podemos observar.

Las morfologías kársticas más características se desarrollan sobre la charnela del pliegue, donde se ubica la gran meseta. En ella se originan las dolinas o torcas (llamadas localmente "hoyos" y "corralones"), lapiaces, corredores o bogaces ("callejones"), amontonamientos caóticos de bloques ("agrios"), caménicas ("marmitas de pastor"), piedras caballeras y otras formas residuales. El agua de lluvia en esta plataforma kárstica es rápidamente incorporada al medio subterráneo a través de las diaclasas y fracturas de las calizas, que han dado lugar a numerosos simas, destacando por su profundidad Sima Rasca (-240 m).

Torcal de Antequera

A



B



C



D



A. Caprichosa formación de rocas en forma de tornillo.

B. Caménicas o marmitas del pastor.

C. Lapiaz o lenar: acanaladuras y crestas angulosas.

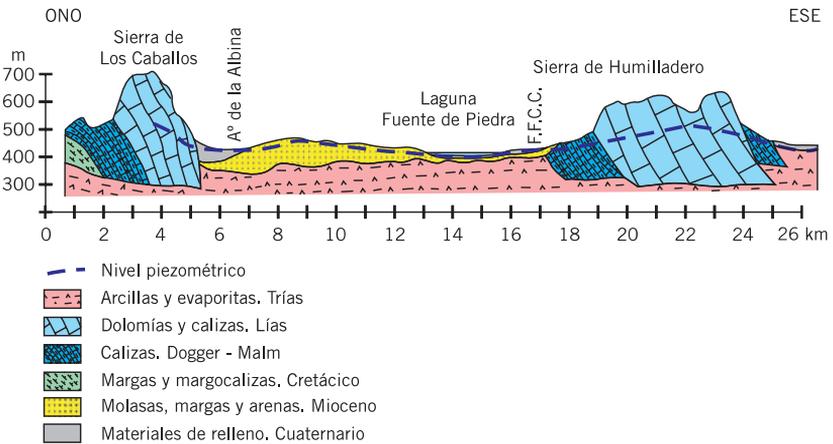
D. Paisaje característico del Torcal.

Miguel Villalobos.

► 4.3.12. Laguna de Fuente de Piedra (528)

La Laguna de Fuente de Piedra es el sistema lagunar más extenso de Andalucía (13 km²), y uno de los complejos salino-lagunares más importantes de España. El vaso lagunar se instala sobre una pequeña cuenca endorreica que se asienta sobre materiales calcareníticos del Mioceno, dispuestos, a su vez, sobre arcillas y evaporitas del Trías. La lámina de agua está condicionada por la presencia del nivel piezométrico regional de la unidad hidrogeológica constituida por diversos acuíferos interconectados hidráulicamente, esencialmente las formaciones calizo-dolomíticas de los relieves de borde (Sierras de Molina, Humilladero y Los Caballos) y las calcarenitas miocenas. El papel hidrogeológico del Trías es ambiguo, aunque es seguro que en determinados sectores está karstificado, adquiriendo una importante permeabilidad. Esta circunstancia, y la propia presencia de manantiales salinos confirman que existe circulación subterránea a través del Trías. La estructura del vaso lagunar podría corresponder, de hecho, a una depresión originada por procesos kársticos desarrollados en el Trías que subyace a todos los materiales de la zona. La escasa columna de agua en la laguna (inferior a 1.5 m) y las condiciones climáticas locales favorecen la evaporación del agua y, con ello, la concentración de sal. La acumulación de este recurso ha sido tan importante que, al menos desde época musulmana, ha sido explotado para su comercialización, finalizada en 1951. La intensa actividad antrópica a la que se ha sometido la laguna ha producido modificaciones en su configuración, perdiendo gran parte de su estado natural. Aun así es, además de una enclave de excepcional valor ecológico, un georrecurso hidrogeológico de notable valor científico y didáctico.

CORTE HIDROLÓGEOLÓGICO DE LA LAGUNA DE LA FUENTE DE PIEDRA.
(Modificado de IGME, 1984)



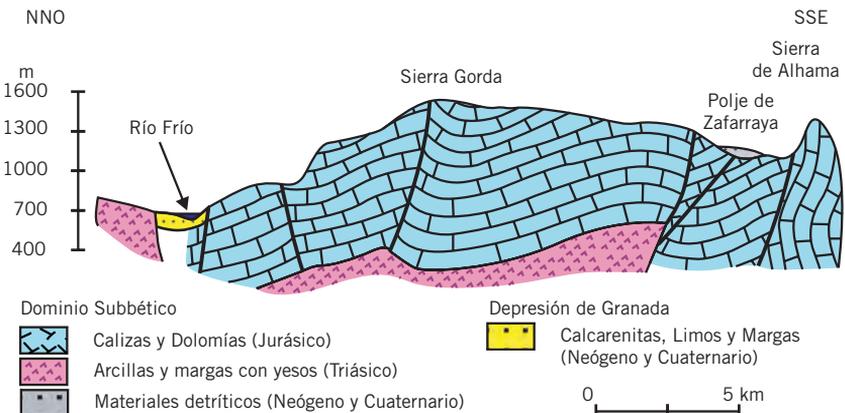


Laguna Fuente Piedra. R. Nuche.

▮ 4.3.13. Karst de Sierra Gorda (238)

El macizo de Sierra Gorda, enclavado en el Dominio Subbético, constituye uno de los sistemas kársticos con mayor desarrollo de formas dolinares de Andalucía. Sus cumbres albergan un extenso campo de dolinas con morfologías muy diversas (artesa, barril, embudo, circulares y elipsoidales, de fondo rocoso abrupto y plano con "terra rossa"). Se distribuyen con una densidad de 8 dolinas/km², conformando una estructura en "caja de huevos". Asociado al macizo se observa uno de los mejores ejemplos del polje: el polje de Zafarraya. Alberga también numerosas formas subterráneas, como galerías y simas. Quizás uno de los ejemplos más representativos sea la Sima de Rica-Redil. Los factores que han favorecido el desarrollo de estas formas son, por un lado, la propia estructura del macizo, constituido por un anticlinal en forma de domo, con una amplia charnela rodeada por escarpes, y, por otro, la naturaleza de sus materiales, calizas blancas-grisáceas del Jurásico.

CORTE GEOLÓGICO DE SIERRA GORDA
(Tomado de Diputación de Granada-IGME, 1988)





Campo de dolinas en la zona alta de Sierra Gorda. Miguel Villalobos.

► 4.3.14. Polje de Zafarraya (239)

Como se ha comentado anteriormente, el polje de Zafarraya representa una de las formas mejor desarrolladas de todo el sistema kárstico de Sierra Gorda. Está catalogado como el polje activo más extenso de toda la Península Ibérica, con una superficie de 30 km², distribuida de manera alargada (12 km de largo por unos 3,5 km de ancho). Presenta un fondo plano, con un substrato calizo jurásico sobre el que se sitúa una delgada capa de materiales terciarios. Todo ello está recubierto por los sedimentos cuaternarios arrastrados por el Arroyo de la Madre, cuyo cauce acaba perdiéndose en varios ponors o sumideros. La alta disponibilidad de aguas y la riqueza de estos suelos han propiciado que la zona sea muy fértil desde el punto de vista agrícola.



Polje de Zafarraya en primer plano y los relieves de Sierra Gorda al fondo. Miguel Villalobos.

► 4.4. Otras localidades de interés

► 4.4.1. Peridotitas de los Reales-Sierra Bermeja (499)

La Serranía de Ronda constituye el afloramiento de rocas peridotíticas más extenso del mundo, con más de 300 km² de superficie. Son rocas ígneas muy pobres en sílice y ricas en magnesio y hierro, compuestas principalmente de olivino y piroxenos. Su coloración es oscura y su peso específico muy alto. Son un fragmento del manto terrestre, que se encuentra habitualmente debajo de los continentes a varias decenas de kilómetros de profundidad. Este fragmento ha ascendido tectónicamente hasta emplazarse en la superficie de la corteza. Durante el ascenso, las rocas han sufrido transformaciones metamórficas debido al descenso progresivo de la presión y temperatura, al igual que las rocas en las que encajan. Dada su composición mineralógica, las peridotitas pueden sufrir dos tipos de alteración: la serpentización, que produce una coloración verde, y la rubefacción, proceso de alteración del olivino que da como resultado una costra roja. Constituye una localidad geológica de excepcional interés petrológico.



Peridotitas de los Reales-Sierra Bermeja. Joaquín del Val Melus.

► 4.4.2. Tajos del río Alhama y manantiales termales de Alhama de Granada (246 y 247)

La incisión del río Alhama sobre calizas bioclásticas marinas miocenas ha desarrollado un cañón espectacular en el que pueden observarse las estructuras internas de estas rocas (estratificaciones cruzadas de gran escala y superficies de erosión).

Al margen de estas características de interés geomorfológico y sedimentológico, en el sector de Alhama de Granada se sitúan las surgencias termales

conocidas como Baños Viejos y Baños Nuevos. La génesis de estas aguas está relacionada con una fractura profunda de dirección N 70° E, que afecta a unas calizas triásicas y jurásicas dispuestas en un pliegue anticlinal. La falla constituye la vía de salida de aguas profundas y, por tanto, a mayor temperatura. En el caso de Los Baños Nuevos, la surgencia tiene lugar sobre las calizas bioclásticas miocenas, también afectadas por fracturas profundas. Las aguas son aprovechadas en un moderno centro de balneario-terapia.



Tajos del río Alhama. Miguel Villalobos.



Piscina del balneario de Alhama de Granada. Miguel Villalobos.

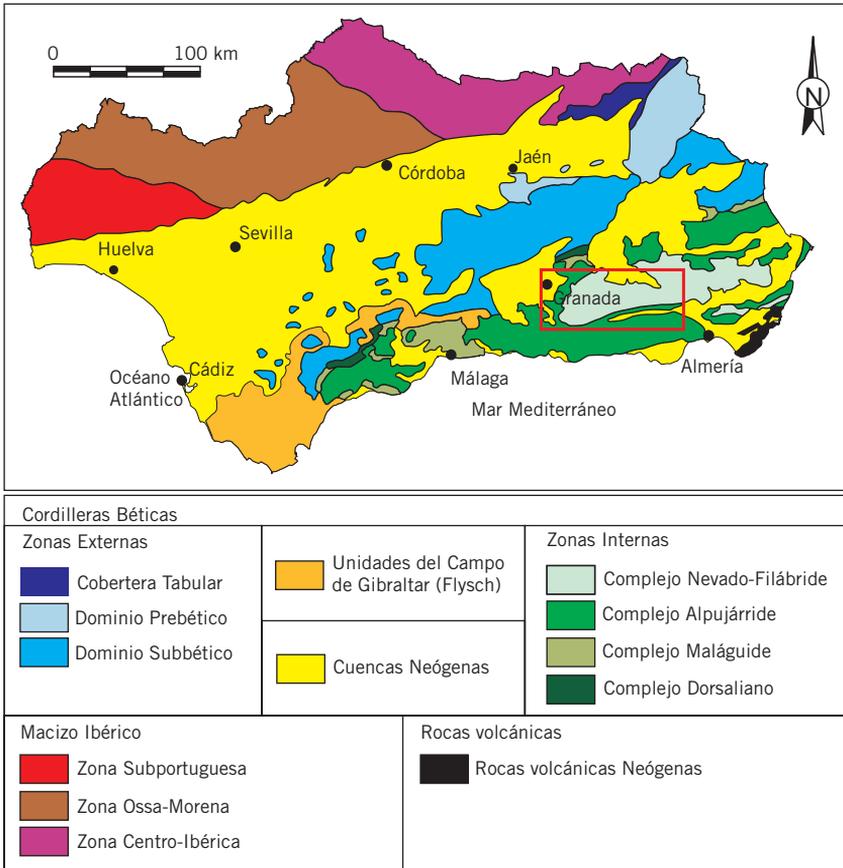
Capítulo 5



**Sierra Nevada
y entorno**



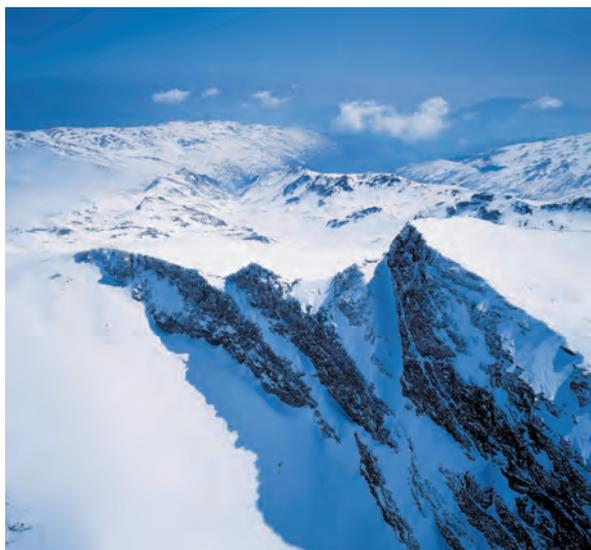
5.1. Contexto geológico



Mapa de situación y unidades geológicas principales.

Sierra Nevada es una alineación montañosa que ocupa gran parte del sureste peninsular, abarcando desde la provincia de Granada hasta la de Almería. Se extiende de forma longitudinal a lo largo de más de 90 km y su anchura llega a superar los 35 km. Sus cumbres alcanzan la altura de 3482 m en el Mulhacén, lo que la cataloga como el relieve más elevado de la Península Ibérica. El macizo presenta una cierta asimetría, de manera que las laderas del borde norte son más pendientes que las laderas del sur, y las cumbres más elevadas se localizan en el sector occidental del macizo.

Desde el punto de vista geológico, Sierra Nevada se sitúa en el corazón de las Zonas Internas de la Cordillera Bética. Estas zonas se componen de tres complejos que se superponen tectónicamente de abajo a arriba: Complejo Nevado-Filábride, Complejo Alpujárride y Complejo Maláguide. Este último, no aflora en este sector, por lo que no se hará ninguna referencia a él.

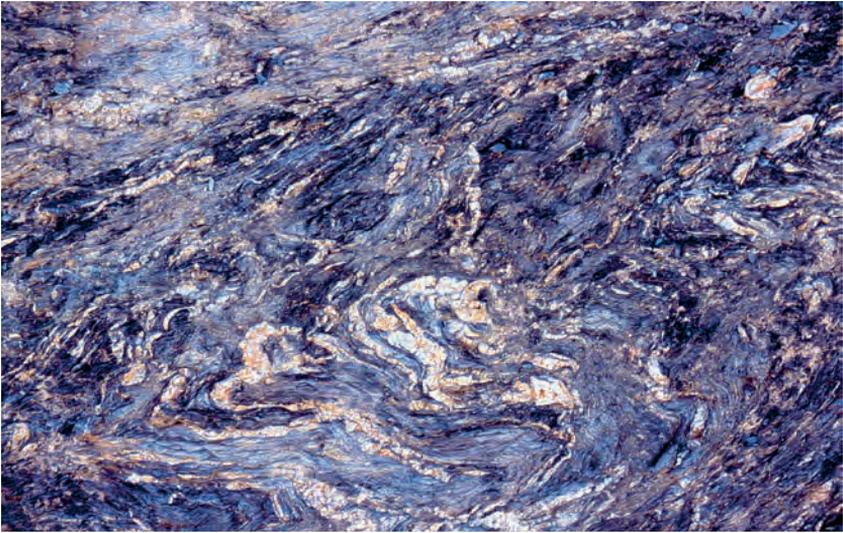


Vista general del dominio glaciar de Sierra Nevada. CETURSA.

Complejo Nevado-Filábride: Este complejo, el más bajo tectónicamente, aflora en el núcleo del macizo. Está constituido por las rocas más antiguas, con edades superiores a 250 millones de años. Sus materiales proceden de rocas de origen marino, que fueron sometidas a procesos de metamorfismo principalmente y deformación, como consecuencia de su enterramiento y posterior levantamiento. La presencia de esquistosidades (lajado), fracturas y pliegues pone de manifiesto la deformación que han experimentado estos materiales. Litológicamente, este complejo se compone de un zócalo de esquistos grafitosos, con intercalaciones de cuarcitas, y una cobertera de materiales esquistosos y carbonatados procedentes del metamorfismo de rocas magmáticas.



Vista de la cara norte de la Alcazaba y el Mulhacén constituidas por rocas metamórficas. José M. Martín Martín.

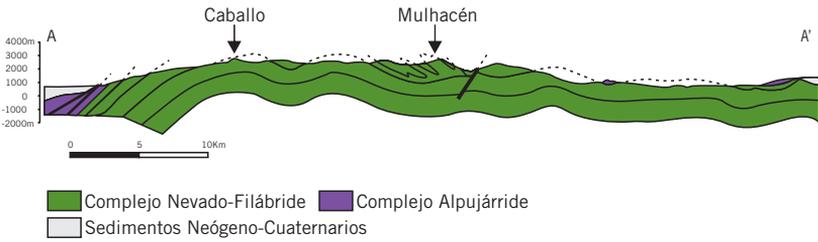


Esquistos del Complejo Nevado-Filábride. Miguel Villalobos.

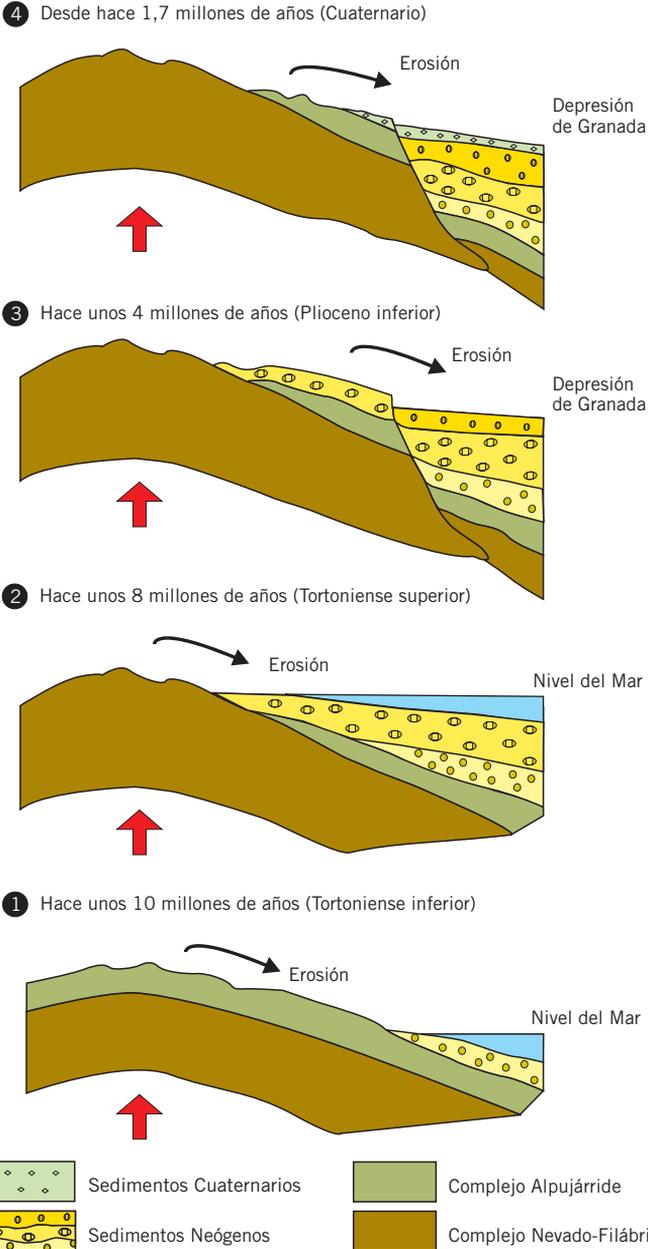
Complejo Alpujárride: Representa el conjunto de materiales más extenso de las Zonas Internas, ocupando una posición intermedia en el apilamiento de unidades tectónicas. Aflora rodeando el núcleo de Sierra Nevada, constituyendo la mayoría de los relieves de la media y baja montaña. Está compuesto por materiales de más de 200 millones de años, los cuales han sufrido un metamorfismo de moderado a intenso. Se estructura, a su vez, en unidades que se componen de un zócalo formado por esquistos negros y una cobertura. Esta comprende una base metapelítica (filitas, también denominadas localmente “launas”, de colores azulados y grises, procedentes de arcillas algo transformadas) de edad Trías inferior y medio, sobre el que descansa una formación carbonatada (calizas, dolomías y mármoles, de colores blanquecinos y grisáceos) del Triásico medio y superior.



Dolomías del Complejo Alpujárride. Miguel Villalobos.



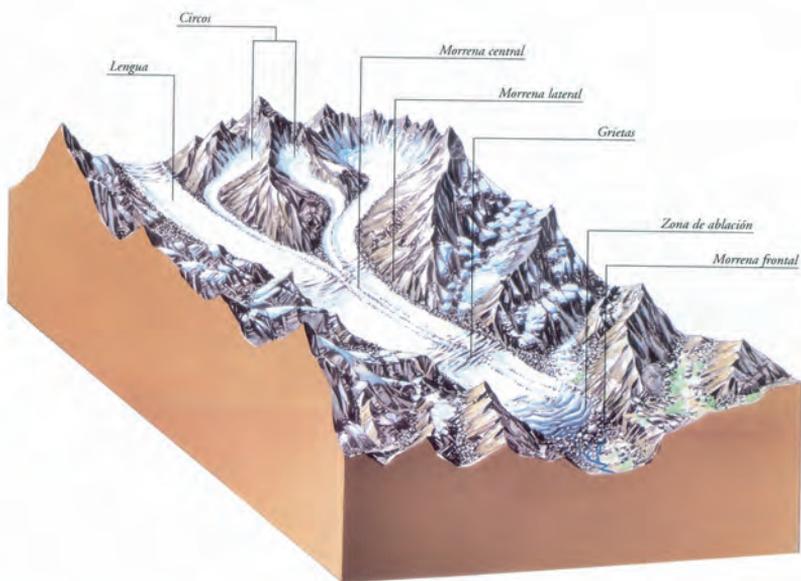
LEVANTAMIENTO GEOLÓGICO DE SIERRA NEVADA
(Tomado de Martín, J. M. y Braga, J. C., 1997)



► 5.2. Sistemas morfoodinámicos, formas y procesos de interés

► 5.2.1. Sistema Glaciar

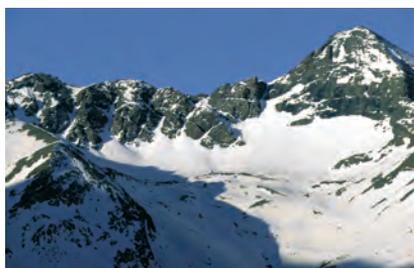
ASPECTO GENERAL DE UNA ZONA DE DOMINIO GLACIAR
(J. Navarro para Atlas visual Océano. Geología. 2003)



Las cumbres de Sierra Nevada han sido modeladas intensamente por la acción de masas de hielo permanentes, o glaciares, acumuladas en las altas cumbres, por encima de los 2500 metros de altitud, durante los periodos fríos del Cuaternario. Las huellas de este proceso, formas erosivas y de acumulación, ayudan a entender la dinámica de este sistema morfogénico. Formas en cubeta situadas en la cabecera de los barrancos nos indican la existencia de un circo glaciar, el lugar donde la nieve se acumula, se compacta y forma hielo. La nieve también se acumula valle abajo, formando los glaciares de valle, que se caracterizan por tener una morfología alargada, que se extiende desde el circo hasta la zona de ablación, lugar donde el hielo empieza a fusionarse. La masa desciende a favor de la pendiente aprovechando los valles. Este movimiento provoca un desgaste en la base y paredes del valle, dando lugar a un valle en forma de U, típico de un glaciar. Ejemplos de estas morfologías se observan en las vertientes norte y sur de Sierra Nevada, concretamente en el valle del río Lanjarón, río Seco o el Corral del Veleta. El desplazamiento del hielo sobre la base del valle genera una serie de efectos sobre las rocas. Los más importantes son: pulimentos, que consisten en superficies uniformes creadas por el roce continuo de los derrubios o el hielo; estrías, grietas lineales, discontinuas, que se originan sobre derrubios o sobre el lecho basal debido al roce (la dirección de las estrías coincide con la dirección de avance de la masa helada) y rocas aborregadas, resaltes rocosos sobre el lecho del valle, muy afectados por la acción abrasiva del hielo, que adquieren un aspecto redondeado.



Rocas aborregadas y estrias glaciares en el circo de Río Seco. R. Travesí.



Circo glaciar de Valdeinfierno, coronado por el Cerro de los Machos. R. Travesí.



Laguna de La Caldera. Ejemplo de cubeta sobreexcavada por dinámica glaciar. R. Travesí.

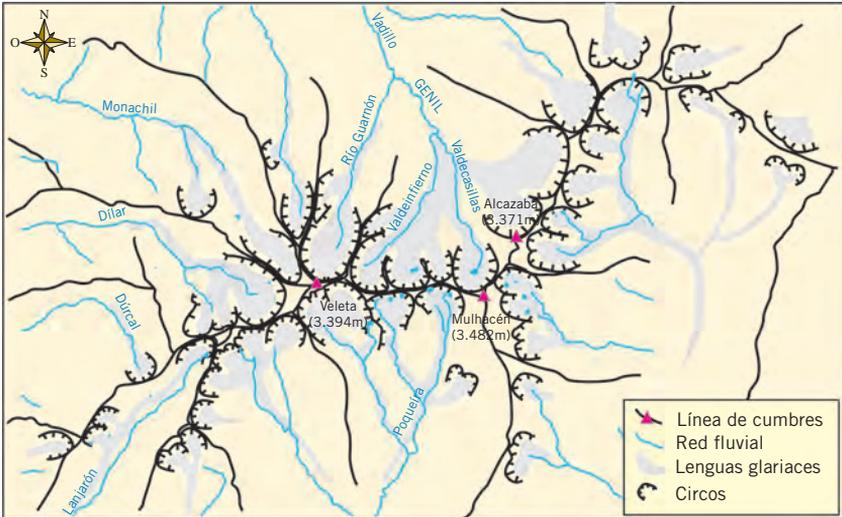


Valle del río Veleta con un perfil transversal en U. José M. Martín Martín.

Otro conjunto de formas asociadas a los sistemas glaciares son las de acumulación. Se originan cuando la masa de hielo deposita las partículas que transporta, donde comienza la fusión, formando las denominadas morrenas. En función de su posición estos depósitos van a recibir diferentes denominaciones: morrena lateral, cuando se depositan a los lados

de la lengua glaciaria y morrena frontal o terminal, si es en el frente del glaciario. Unos de los ejemplos mejores de morrenas son las de la Laguna del Caballo.

SISTEMAS GLACIARES DE SIERRA NEVADA
(Tomada de Mapa Geomorfológico de Sierra Nevada, 2003)

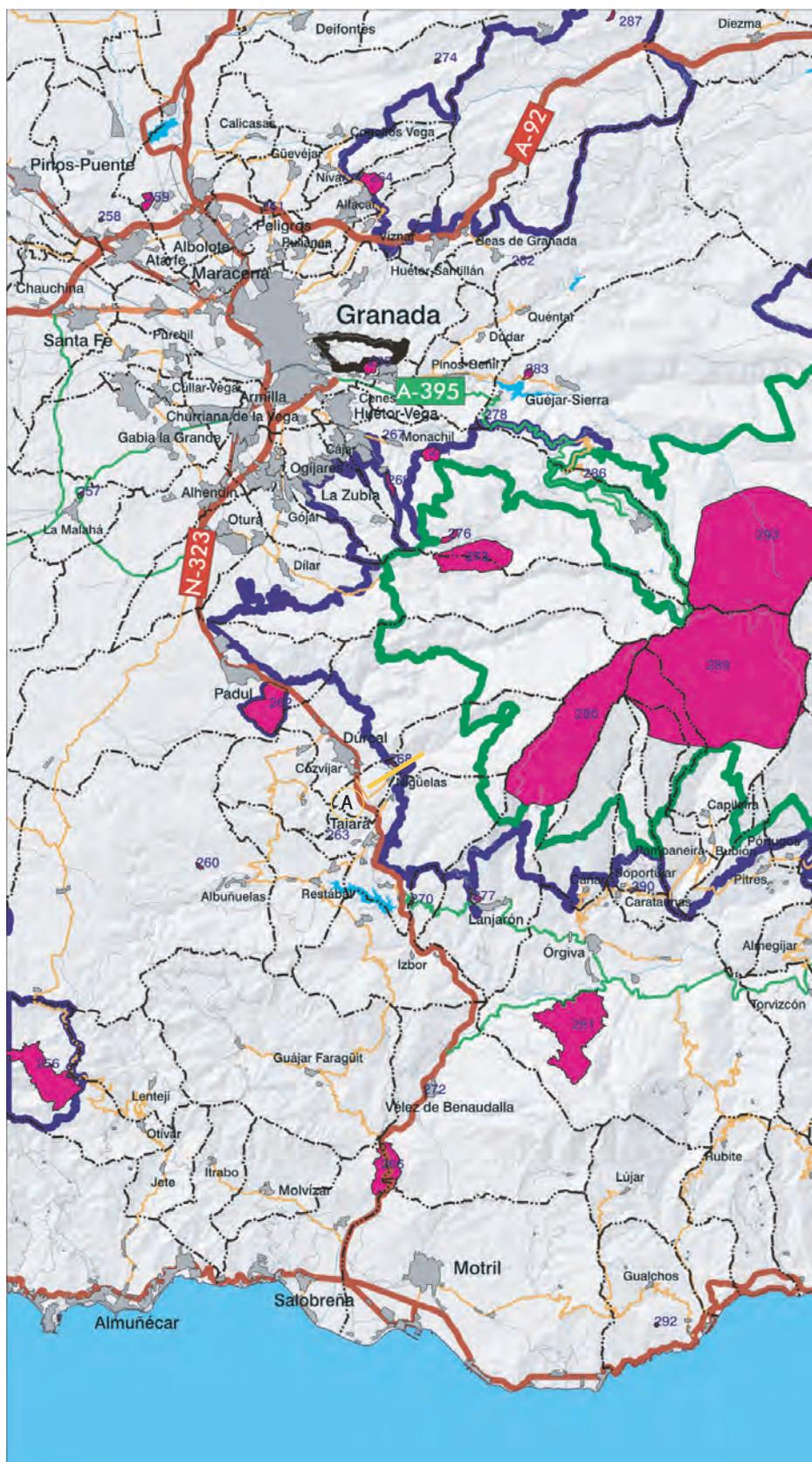


Actualmente, las cumbres de Sierra Nevada, y a pesar de la ausencia de nieves perpetuas, están sometidas a fenómenos de gelifracción (hielo-deshielo) durante los periodos de invierno, cuyo principal efecto es la fracturación de las rocas. Además, es frecuente encontrar numerosas lagunas en cubetas de sobreexcavación de los glaciares, consideradas como formas relictas de la antigua actividad glaciaria. Algunos ejemplos son la Laguna de río Seco o la Laguna de las Yeguas.

► 5.3. Localidades de interés

► 5.3.1. Cabecera del río Genil (293)

La cabecera del río Genil, constituida por los valles de los ríos Guarnón, Valdeinfierno, Valdecañillas y Vacares, albergó en uno de sus circos glaciares (Corral del Veleta) las últimas masas de hielo perpetuas de Sierra Nevada hasta mediados del siglo XIX, época a partir de la cual dejan de existir glaciares en el macizo. Además de los circos, también se pueden reconocer valles en forma de U, que aguas abajo transicionan a valles en V (caso del río Guarnón), por donde circulaban las masas heladas hasta comenzar a fundirse y formar depósitos morrénicos (morrenas terminales). Numerosas estrías y pulimentos sobre la superficie de las rocas ponen de manifiesto el movimiento relativo de las masas de hielo.





Espacios Naturales Protegidos

- Parque Nacional
- Parque Natural
- Parque periurbano
- Monumento Natural

Infraestructuras viarias

- Autopistas y autovías
- Carretera de 1^{er} orden
- Comarcal
- Local
- Caminos, pistas particulares

Otras

- Red fluvial
- Términos municipales

- Elementos inventariados

Código Denominación

- 255 Arrecife Mioceno de Jayena
- 256 Nacimiento del río Verde
- 257 Turbiditas de la Malahá
- 258 Sima de la Raja Santa
- 259 Serie Jurásica de la Atalaya de Sierra Elvira
- 260 Arrecife tortoniense inferior de Albuñuelas
- 261 Sedimentos pliocenos de Purcal
- 262 Turberas del Padul
- 263 Arrecife Mioceno de Murchas
- 264 Serie del Triásico superior de Fuente Grande
- 265 Minas de oro de Lancha del Genil
- 266 Cañón del Guadalfeo
- 267 Arrecife Tortoniense de Monachil
- 268 Falla de Nigüelas
- 269 Paleovalle del Cortijo Rabelos
- 270 Serie del Mioceno del Barranco del Tablate
- 271 Desfiladero de los Cahorros de Monachil
- 272 Travertinos de Vélez de Benaudalla
- 273 Arenales del Trevenque
- 274 Serie Jurásica del Cortijo Moralejo
- 275 Cueva del Agua de Iznalloz
- 276 Dolomías triásicas del Pico de la Carne
- 277 Manantiales de Lanjarón
- 278 Falla de la Higuera (Purche)
- 279 Cueva del Agua de Prado Negro
- 280 Cabecera del Río Lanjarón
- 281 Minas de plomo, plata y fluorita de la Sierra de Lújar
- 282 Fraile de Beas
- 283 Conglomerados miocenos de Güejar-Sierra
- 286 Cobertera Nevado-Filábride de las Sabinas
- 287 Serie Triásico/Jurásico inferior de Collado Rojo
- 289 Cabecera del Río Poqueira
- 290 Cataclasitas del Barranco de la Cueva
- 293 Cabecera del Río Genil
- 306 Minas de cobre y plomo-plata de Santa Constanza
- 308 Minas de hierro del Marquesado



Circos glaciares de Valdeinfierno y Guarnón.
A. J. Herrera.



Corral del Veleta.
Ana B. Pérez.

► 5.3.2. Cabecera del río Lanjarón (280)

El valle del río Lanjarón constituye el valle glaciar más largo de todo el sistema glaciar de Sierra Nevada. Su forma alargada, con más de 9 km de longitud, se extiende por la cara sur, desde las cumbres hasta alcanzar una cota de 2500 metros, altitud a partir de la cual empezaron a fundirse los hielos. Esta masa modeló un inmenso valle en U, observable durante los meses de verano aprovechando la ausencia de nieve, a lo largo del cual se instalan numerosas lagunas colgadas. Ocupan las cubetas de sobreexcavación desarrolladas por las masas heladas más recientes, como el caso de Laguna Cuadrada; o bien, son lagunas represadas por materiales morrénicos, como la del Caballo. Además de estas formas, se pueden observar pulimentos, estrías y rocas aborregadas que adornan el fondo del valle. Actualmente, las laderas están ocupadas por canchales y mantos de derrubios originados por los fenómenos periglaciares.

Cabecera del río Lanjarón



Vista del valle del río Lanjarón, con el pico del Cerro del Caballo al fondo. José M. Martín Martín.



Vista general de Laguna Cuadrada, colgada en los Altos Tajos. José M. Martín Martín.

► 5.3.3. Cabecera del río Poqueira (289)

La cabecera del río Poqueira, constituida por los ríos Mulhacén, Seco, Veleta y La Majada, conforma un amplio circo glaciar en la cara sur del macizo, compuesto, a su vez, por pequeños circos colgados a distintas alturas, sobre los que se instalaron los valles correspondientes a los ríos mencionados. La estructura geológica de la zona consiste en una secuencia litológica invertida (flanco invertido de un plie-

gue tumbado), en la que los materiales del zócalo (micaesquistos y cuarcitas) montan sobre los de la cobertera (micaesquistos, cuarcitas, mármoles y anfibolitas). Algunas de las formas de relieve más características son los “crestones” y los “raspones” (cabecera y laterales) de río Seco, formados por cuarcitas más resistentes a la erosión que los micaesquistos circundantes.

Cabecera del río Poqueira



*Valle glaciar en forma de U del río Veleta.
R. Travesí.*



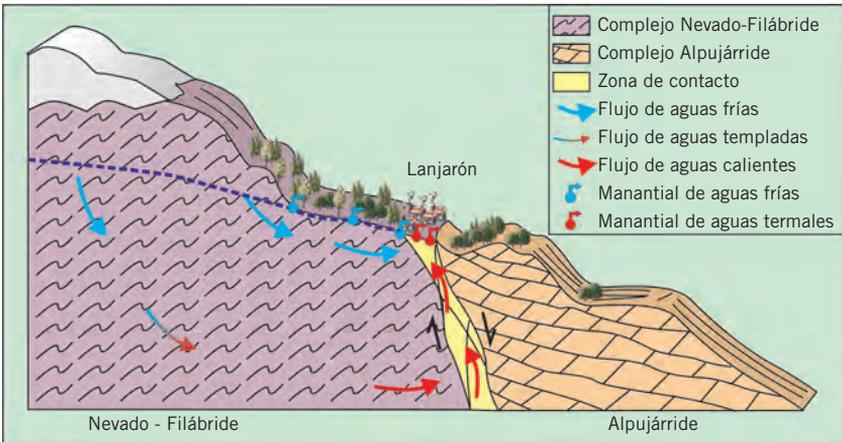
Laguna de río Seco, situada sobre una plataforma de abrasión glaciar. José M. Martín Martín.

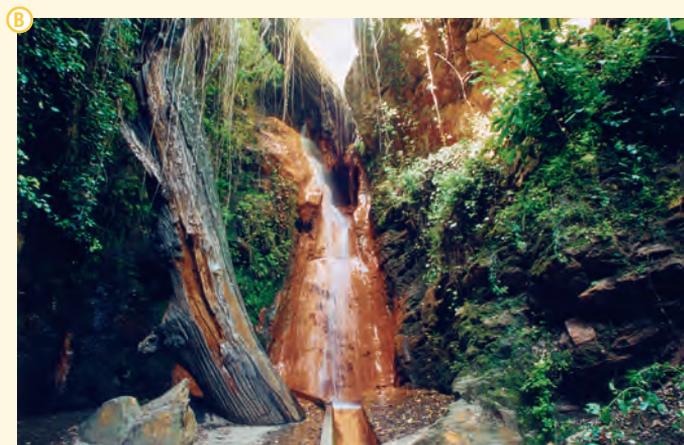
► 5.4. Otras localidades de interés

► 5.4.1. Manantiales de Lanjarón (277)

En el entorno de Lanjarón existe un significativo número de manantiales de características muy diferentes. Las surgencias se relacionan con la existencia de un importante contacto geológico que yuxtapone los materiales filiticos del Complejo Alpujárride y las formaciones esquistosas del Complejo Nevado-Filábride, más permeables. Existen, a grandes rasgos, dos familias de aguas. Unas son de origen superficial y proceden de las descargas de las capas de rocas más superficiales meteorizadas. Son las aguas que conforman las numerosas fuentes que encontramos en el núcleo urbano, como la de Zenete, Rondal, San Vicente, Nicasio, La Salud, etc. El agua embotellada de Lanjarón procede de unas de estas fuentes. El otro tipo de agua es aquel que asciende desde grandes profundidades a través de fracturas y contactos geológicos. En su largo camino desde las profundidades hasta la superficie, las aguas, de elevada temperatura, aumentan su contenido en compuestos disueltos, clasificándose como aguas termales. Éstas han sido empleadas tradicionalmente para los baños, ya que sus propiedades naturales las hacen curativas. Algunas de las surgencias más conocidas son el Baño Termal, Capuchina, Fuentes del Matadero, etc. Asociados a estas surgencias podemos encontrar grandes edificios de travertinos, originados por la precipitación de carbonatos sobre las masas vegetales, cuando las aguas salen al exterior.

MANANTIALES DE LANJARÓN
(Tomado de Alfaro et al., 2003)





Los manantiales de aguas ferruginosas son muy característicos de Sierra Nevada.
A) A. J. Herrera. B) Carlos Herrera.

► 5.4.2. Arenales del Trevenque (273)

Un espectacular relieve ruiniforme se levanta a los pies del macizo de Sierra Nevada, en el conocido Pico del Trevenque. Los agentes erosivos (agua de lluvia, nieve y viento) han actuado sobre las formaciones dolomíticas triásicas muy fracturadas del Complejo Alpujárride, generando extensos arenales dolomíticos que a veces se desplazan como verdaderos ríos de grava.

Arenales del Trevenque



*Panorámica del pico del Trevenque tallado en las dolomías triásicas alpujárrides.
A. J. Herrera.*



Aspecto general de las "arenales" o "ríos de grava". José M. Martín Martín.

► 5.4.3. Desfiladero de Los Cahorros (271)

El encajamiento del río Monachil sobre las unidades dolomíticas triásicas del Complejo Alpujárride ha dado lugar al conocido desfiladero de los Cahorros. Consiste en un cañón fluvial de más de 200 m de desnivel, de paredes verticales y fondo plano. En zonas de máxima estrechez se puede observar grandes bloques encajados, desprendidos de los relieves superiores. La estructuración del propio desfiladero está claramente marcada por un control tectónico, siguiendo la dirección principal de varios sistemas de fallas (E-O y N-S).



Desfiladero de Los Cahorros.
A. J. Herrera

► 5.4.4. Minas de oro de Lancha de Cenes (265)

En Lancha de Cenes, en el valle del río Genil y muy próxima al núcleo de Granada, se encuentra una antigua mina de oro. Desde el punto de vista geológico la explotación se sitúa sobre la formación “Conglomerados Alhambra”, constituida por sedimentos detríticos de edad Plioceno, depositados en abanicos aluviales, procedentes de los relieves situados al sur, Sierra Nevada, y al este, Sierra Arana. Parte de estos materiales proceden del retrabajamiento de un conglomerado anterior de edad Mioceno (de unos 8 Ma.) El origen de ambos está relacionado con el levantamiento y denudación de Sierra Nevada.

La historia de la explotación de oro en esta mina nos remonta a época romana. Emplearon el método “Ruina Montium”, que consistía en el desmoronamiento de una masa de terreno por medio de la inyección de agua, para así generar grandes desprendimientos. Hoy día, las cicatrices de los desprendimientos provocados quedan preservadas en el paisaje. A estos pobladores se debe un canal (“Canal Romano”) que construyeron con el fin de llevar el agua desde el río Beas (afluente del río Darro) hasta las dependencias de la mina, para emplearla en los lavaderos de las arenas auríferas de las masas desprendidas. En el siglo XIX, las explotaciones fueron retomadas por una empresa francesa, que construyó otro canal, de mayor longitud que el anterior, procedente del río Aguas Blancas, denominado “Canal de los Franceses”. En este caso el método de explotación empleado consistía en desmontar las colinas a través de un fuerte chorro de agua, de manera que el material arrastrado cayera sobre un estanque del cual salían canales, a partir de los cuales se realizaba la separación del oro. Ya en el siglo XX han sido varios los intentos de re-explotación del oro. No obstante, dada la escasa rentabilidad, entre otros aspectos, no se han llevado a cabo estas actuaciones.

Minas de oro de Lancha de Cenes



Canal de los Franceses. Juan González Cué



Detalle de los últimos restos de edificaciones empleadas para el lavado del material extraído.
J. C. Feixas Rodríguez

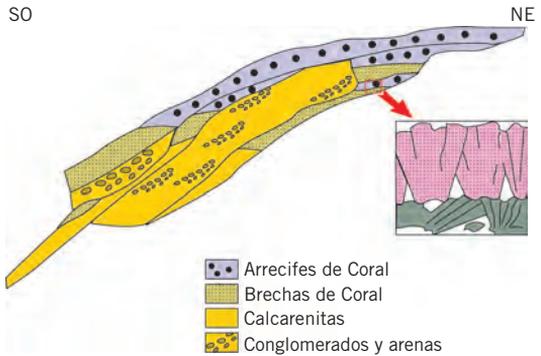


Vista general de conjunto de la explotación. J. C. Feixas Rodríguez

► 5.4.5. Abanicos deltaicos de Monachil (267)

En el sector de Monachil se conserva uno de los mejores registros estratigráficos que demuestran la conexión de la cuenca de Granada con la mar Mediterráneo durante el Mioceno superior. En esta secuencia, correspondiente a las facies de un abanico deltaico, se observa la relación entre episodios con crecimiento de arrecifes y niveles de material terrígeno. Las capas arrecifales consisten en colonias de coral, en las partes más altas, que pasan a brechas, calciruditas y calcarenitas (compuestas de fragmentos de corales) pendiente abajo. El desarrollo de estas facies orgánicas se produce bajo condiciones de baja tasa de sedimentación, coincidiendo con periodos cálidos (temperaturas más elevadas). Los materiales terrígenos, que interrumpen a los anteriores, consisten en conglomerados, arenas y calcarenitas. Estos depósitos son el resultado del levantamiento y desmantelamiento progresivo del macizo de Sierra Nevada.

DISPOSICIÓN DE LOS MATERIALES EN EL ARRECIFE DE MONACHIL
(Modificada de Braga, J.C. y Aguirre, J., 2001)



Detalle de los cuerpos constituidos por los corales intercalados entre las capas conglomeráticas.
José M. Martín Martín.

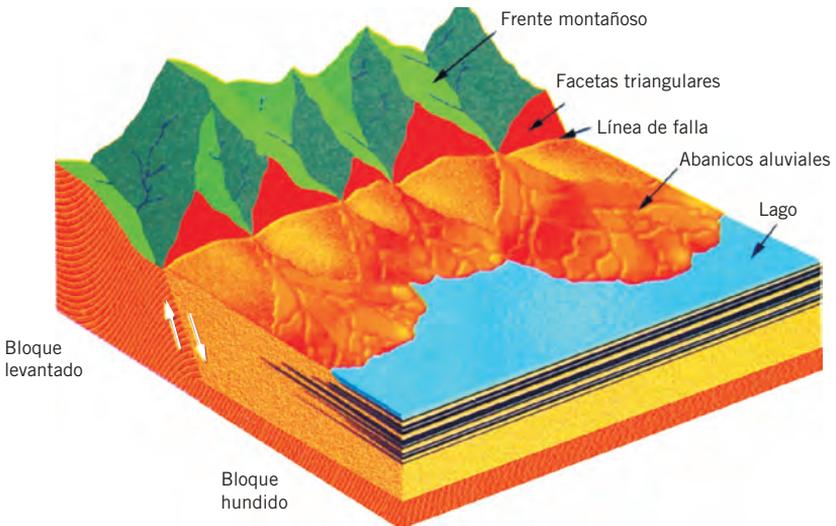
► 5.4.6. Falla de Nigüelas (268) y Turbera de Padul (262)

La falla de Nigüelas o de Padul, representa un espectacular accidente tectónico que se originó a partir del Tortonense como consecuencia del levantamiento del macizo de Sierra Nevada. Consiste en una falla normal, de dirección NNO-SSE y buzamiento hacia el SO, que afecta a las formaciones carbonatadas triásicas del Complejo Alpujárride de las Zonas Internas. Un espectacular plano de falla, con estrías, separa el bloque levantado y el bloque hundido, sobre el cual se depositan sedimentos neógenos y cuaternarios.

En el bloque hundido se ha desarrollado una fosa tectónica, la Depresión de Padul, en la que se han depositado materiales detríticos del Neógeno y Cuaternario. Desde el punto de vista hidrogeológico, constituye una cuenca endorreica, a la cual llegan a desembocar ríos que nacen en las cumbres de Sierra Nevada y la Sierra de Albuñuelas. Estos afluentes, al llegar a la depresión, derraman el material que transportan generando abanicos aluviales en cuyas partes más alejadas o abandonadas se desarrollan las turberas, actualmente en explotación. Una turbera se define como una zona endorreica en cuyo interior se desarrolla una zona pantanosa, alimentada por la red fluvial de los relieves circundantes, en la que la materia orgánica se produce a mayor velocidad que se descompone. El resultado de este proceso es la turba (material fibroso blando de color pardo a negro). En la turbera de Padul se han llegado a encontrar importantes restos fósiles, entre ellos tres defensas, dos mandíbulas, húmeros, costillas y vértebras pertenecientes a dos mamuts, del Pleistoceno.

El sector central de la depresión estaba hasta hace poco ocupado por una laguna, en gran medida desecada con el fin de evitar la enfermedad del paludismo que azotaba la zona.

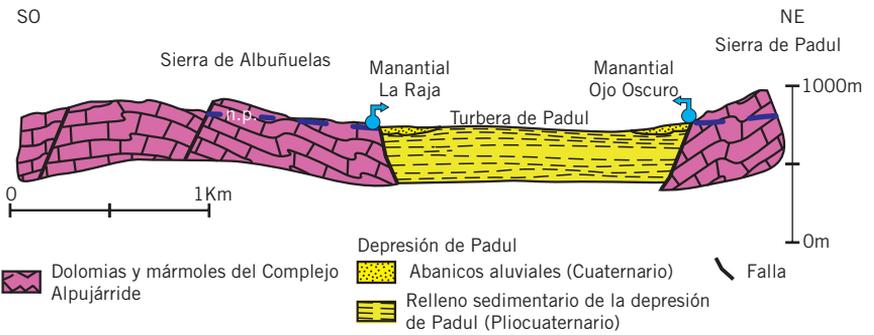
ESQUEMA DE FALLA
(Tomado de Alfaro et al., 2003)





Turbera de Padul.
A. J. Herrera.

CORTE HIDROGEOLÓGICO DE LOS MANANTIALES DE PADUL
(ITGE, 1991)



Detalle de la superficie del plano de falla.
Miguel Villalobos.

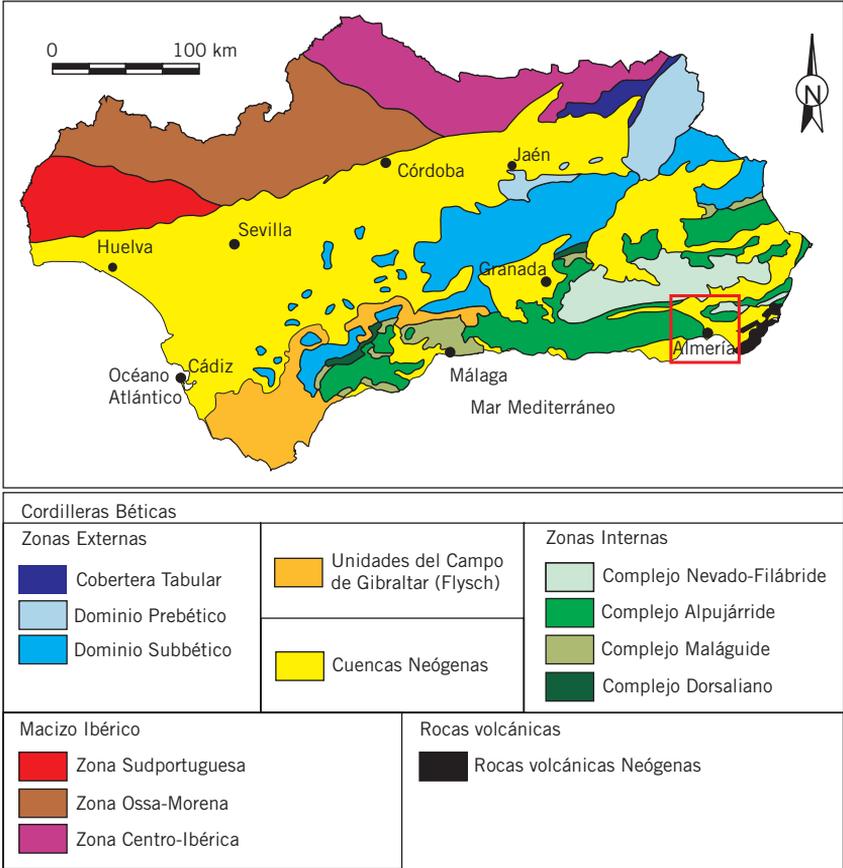
Capítulo 6



Desierto de Tabernas

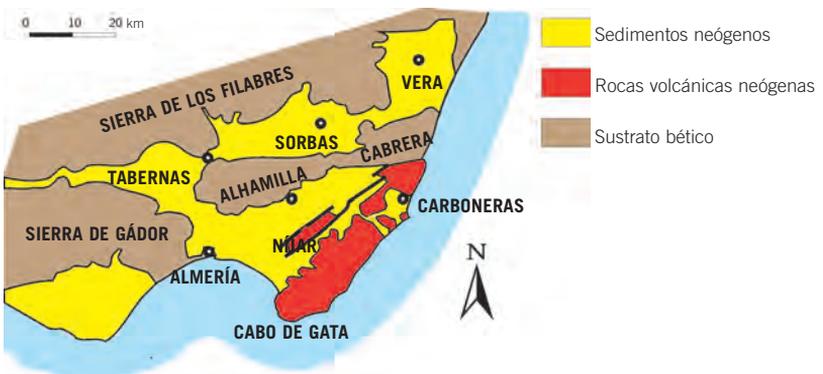


6.1. Contexto geológico



Mapa de situación y principales unidades geológicas de la zona.

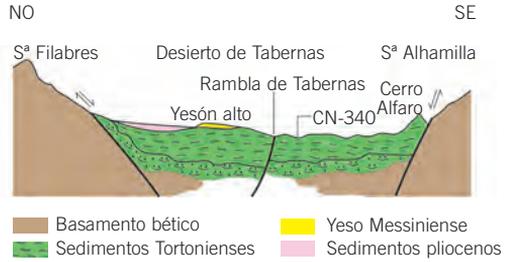
La estructuración de la Cordillera Bética, tras el choque de la microplaca de Alborán contra la Placa Ibérica, dio lugar a la formación de una serie de cuencas intramontañosas invadidas por el mar en las que se acumularon los materiales de la erosión de los relieves circundantes. La posterior retirada del mar ha dejado expuestos esos sedimentos, prácticamente sin deformación.



Unas de estas cuencas es la de Tabernas. Es una cuenca alargada (20 km de largo y 10 km de ancho) situada entre los relieves de Sierra Nevada, Sierra de los Filabres y Sierra Alhamilla. Al este, la cuenca se comunica con la de Sorbas, y al sur con la de Almería-Níjar.

La historia geológica individualizada de la cuenca de Tabernas, interpretada a partir del estudio de sus sedimentos, se inició hace unos 8 Ma, en el Mioceno. Hacia esa época el mar se situaba al pie de la Sierra de los Filabres, donde hoy encontramos arrecifes de coral fósiles. En el talud marino y en la cuenca se depositaban importantes volúmenes de sedimentos mediante sistemas de abanicos submarinos (turbiditas).

CORTE GEOLÓGICO DE LA CUENCA



DISTRIBUCIÓN DE TIERRAS EMERGIDAS HACE 8 MILLONES DE AÑOS
(Braga, Martín y Quesada)



Un millón de años más tarde, Sierra Alhamilla comenzó a emerger, provocando un cambio en la configuración de la cuenca, que se convirtió en una depresión estrecha y alargada que recibía los aportes procedentes de la Sierra de los Filabres, situada al norte, y de la joven Sierra Alhamilla, situada al sur.

DISTRIBUCIÓN DE TIERRAS EMERGIDAS HACE 7 MILLONES DE AÑOS



Ya en el Plioceno superior-Cuaternario, a partir de los últimos dos millones de años, el mar se retira completamente del dominio de la cuenca de Tabernas, y comienza una sedimentación lacustre y continental.

DISTRIBUCIÓN DE TIERRAS EMERGIDAS HACE 2 MILLONES DE AÑOS



La potencia de sedimentos que rellenaron la cuenca llega a superar los 2500 m, y en su registro se reconocen diferentes medios sedimentarios, desde marinos (plataforma costera, abanico deltaico, abanicos submarinos y cuenca) hasta continentales (lacustres, fluviales y abanicos aluviales). Los agentes geológicos externos han actuado modelando un fantástico paisaje erosivo de reminiscencias africanas: los bad-lands del Desierto de Tabernas.

► 6.2. Sistemas morfodinámicos, formas y procesos de interés

► 6.2.1. Sistema Denudativo



Modelado erosivo del desierto de Tabernas. Miguel Villalobos.

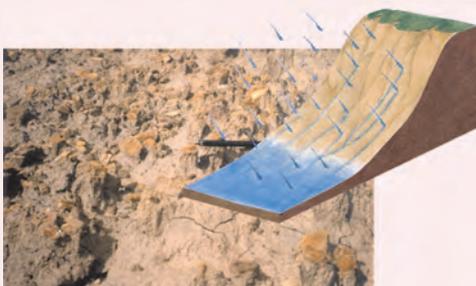
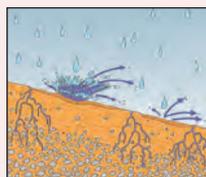
La naturaleza blanda de los sedimentos que durante los últimos ocho millones de años rellenaron la Depresión de Tabernas, la lenta y continua elevación de las sierras que la circundan, y el clima árido y torrencial que han caracterizado a este territorio durante buena parte del Cuaternario más reciente, ha propiciado el modelado de uno de los paisajes erosivos más espectaculares del continente europeo. Es un paisaje geológico de reminiscencias africanas que ha llamado durante generaciones la atención de geólogos, naturalistas, paisajistas, fotógrafos y productores cinematográfico: el Corredor de Tabernas, el desierto más meridional de Europa. Este espectacular paisaje erosivo no es, por tanto, atribuible a la acción humana, sino a la concurrencia de una serie de factores geológicos y a su propia evolución natural. Esto le confiere la particularidad de ser uno de los espacios de mayor valor científico y didáctico para el estudio y la comprensión de los fenómenos naturales de erosión y desertificación en la cuenca mediterránea.

MECANISMOS DE EROSIÓN: ESCORRENTÍA (A. M. Penela)

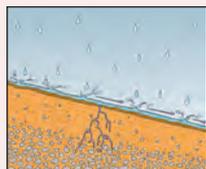
El desierto ofrece una ingente y rica variedad de recursos ambientales de interés, especialmente geológicos, y se convierte en un verdadero museo vivo y natural de formas y procesos que, aunque existen en otros territorios, son de muy difícil observación. Microcráteres provocados por el impacto de gotas de lluvia; chimeneas de hadas (pequeños pedestales culminados por una pequeña partícula o clasto más resistente a la erosión laminar); surcos o regueros (consistentes en pequeñas incisiones que marcan el inicio del encajamiento de la corriente en las laderas); y gullies (cárcavas profundas de paredes verticales) son las formas erosivas más usuales generadas por la escorrentía superficial.



Impactos de gotas de lluvia

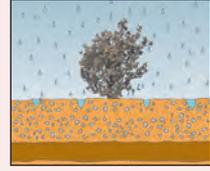


Erosión laminar

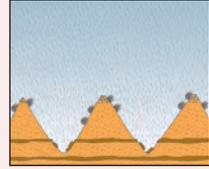




Erosión en surcos



Cárcavas y barrancos



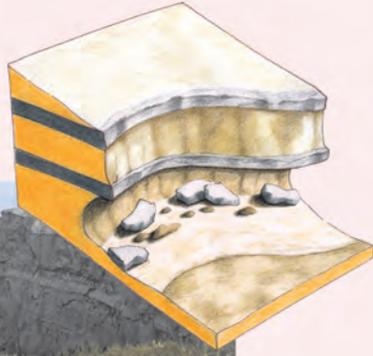
EVOLUCIÓN DE LADERAS (A. M. Penela)

Las laderas evolucionan aportando un importante volumen de material a las ramblas, principales arterias de evacuación del material erosionado, hacia el río Andarax primero y al mar después. Un amplio cortejo de formas proporcionan información acerca de estos procesos: desde desplomes y colapsos, a relieves pseudokársticos producidos por la tubificación (*piping*) de las laderas mediante conductos a través de los cuales la corriente de agua infiltrada evacua el material margoso al valle.

Desplomes por retroceso de laderas



Descalce por
socavamiento basal



Erosión en túnel
(*pipiing*)



Desprendimiento
en masa



► 6.3. Localidades de interés

► 6.3.1. Badlands del subdesierto de Almería (013)

El paisaje erosivo de los subdesiertos de Almería, uno de los modelados más sobresalientes de España, es considerado como el desierto más meridional del continente europeo. Son numerosos los elementos geomorfológicos de extraordinario valor que podemos encontrar en este territorio.

Entre las formas más llamativas del paisaje destacan los badlands, generados esencialmente sobre las formaciones turbidíticas (ver el capítulo 3, Costa de Cádiz y localidad 6.3.2).



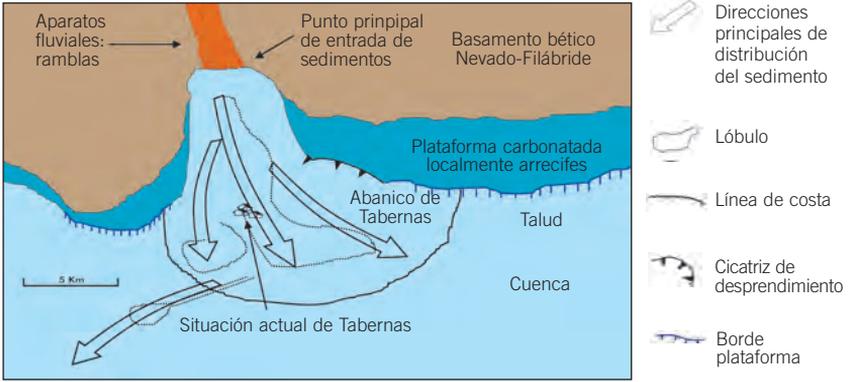
Panorámica de los subdesiertos almerienses. Miguel Villalobos.

► 6.3.2. Turbiditas de las Salinas (026)

Dentro del dominio de los subdesiertos de Almería, en el sector de Las Salinas, aflora una sucesión turbidítica, con más de 100 metros de potencia. Estos materiales representan los depósitos distales de un abanico submarino que se desarrolló hace unos 8 Ma. Este abanico se situaba en la base del talud marino a los pies de Sierra de los Filabres y terminaba en la cuenca del mar Mediterráneo, antes de que tuviera lugar el levantamiento de Sierra Alhamilla.

Las secuencias turbidíticas consisten en una alternancia de capas duras, representadas por areniscas, y capas blandas, formadas por limos y arcillas. Los niveles más duros y los limos son depositados a través de corrientes de turbidez (masa fluida cargada de partículas sólidas en suspensión, que se desplaza a favor de la pendiente y se paraliza cuando pierde energía). Este mecanismo de transporte sucede muy rápidamente, puede producirse en unas cuantas horas o días. Lo más característico de este tipo de depósito es la creación de una estructura interna muy significativa, denominada Secuencia de Bouma, muy fácilmente reconocible en campo (ver Capítulo 3, Costa de Cádiz). Los niveles más blandos se depositan muy lentamente mediante decantación de arcillas, entre distintos episodios de corrientes de turbidez. A diferencia de las capas de areniscas, su tiempo de depósito puede corresponder a cientos o miles de años.

INTERPRETACIÓN DE ABANICOS SUBMARINOS DE TABERNAS
(Elaborada con datos de Kleverlaan, 1989)



Depósitos turbidíticos.
Miguel Villalobos.



Serie turbidítica, con alternancia de arenas turbidíticas y limos/arcillas. José M. Martín Martín.

► 6.3.3. Cerro Alfaro (024)

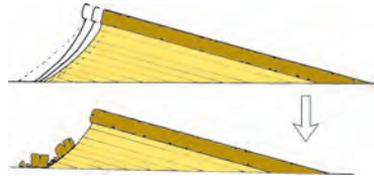
Cerro Alfaro, y su entorno, representa un ejemplo espectacular de “relieve en cuesta”, forma típica de un sistema denudativo controlado por la estructura de la roca. Consiste en una sucesión de capas duras, formadas por areniscas y/o conglomerados, y capas blandas, margas y arcillas. La erosión diferencial produce el resalte de los niveles endurecidos respecto a los blandos, los cuales quedan parcialmente resguardados. Una capa dura inclinada constituye una de las vertientes del cerro. La otra, más pronunciada, refleja el avance de la excavación de los materiales blandos. Es frecuente encontrar al pie de las ramblas grandes bloques de arenisca, desplomados por la inestabilidad.

En el entorno de Tabernas los ejemplos de relieve en cuesta tiene la peculiaridad de que el sentido de la inclinación de las capas (hacia el norte) está invertido con respecto al de la deposición original de las capas (hacia el sur), es decir, que se han levantado por el sur y han basculado inclinándose hacia el norte. Esta inversión está relacionada con el levantamiento de Sierra Alhamilla.

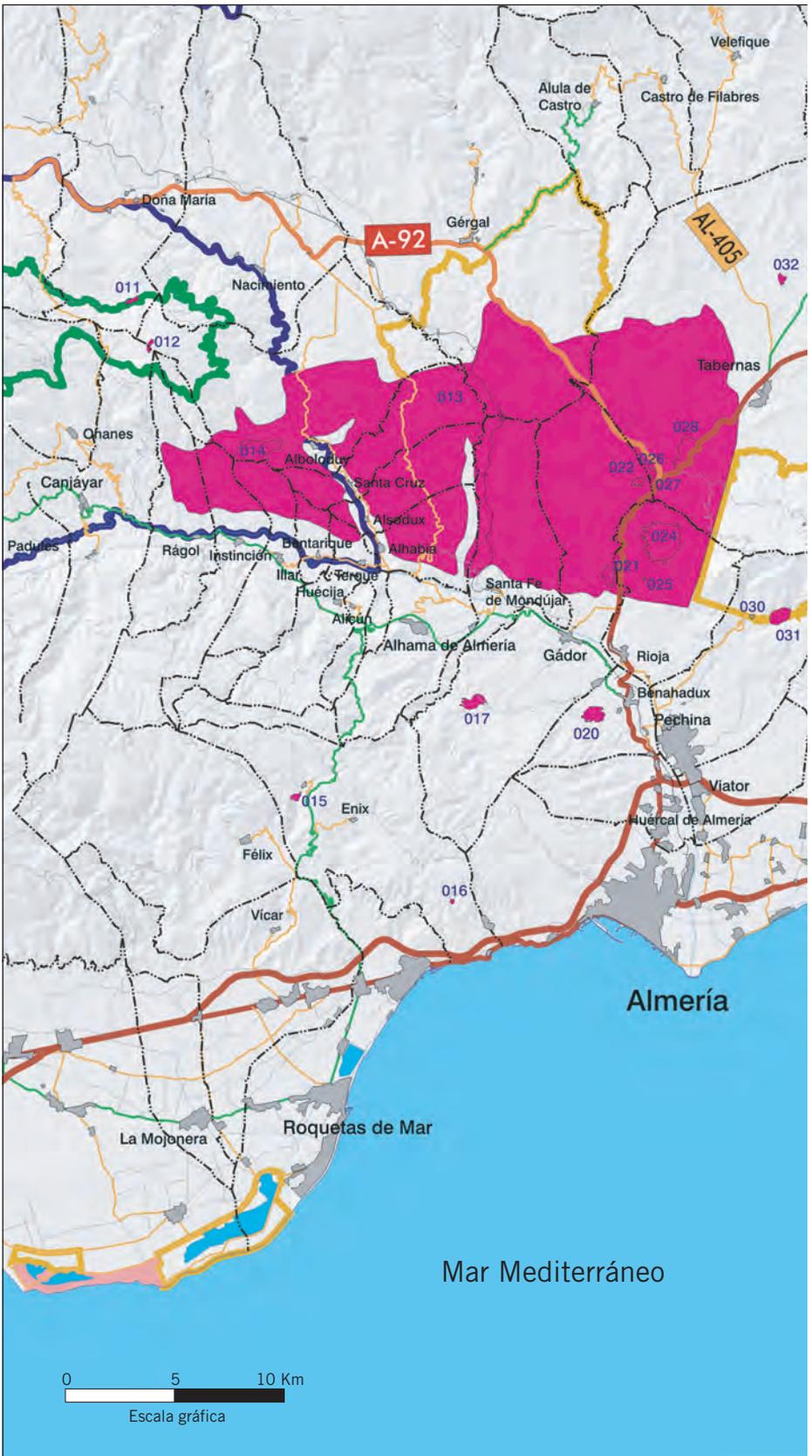
EVOLUCIÓN DE UN *RELIEVE EN CUESTA*, CON UNA CAPA INCLINADA DE MATERIAL DURO SOBRE UNA SERIE DE MATERIALES BLANDOS QUE SON EROSIONADOS POR CÁRCAVAS

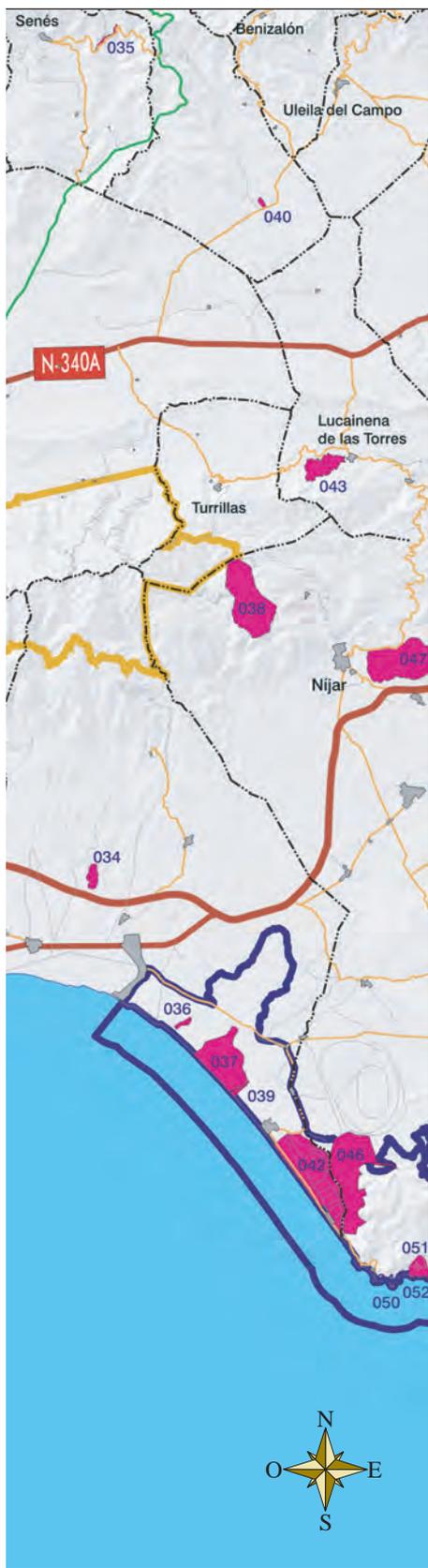


Vista del Cerro Alfaro desde el desierto de Tabernas. Miguel Villalobos.



Vista de la cara sur de Cerro Alfaro desde Sierra Alhamilla. Miguel Villalobos.





Espacios Naturales Protegidos

-  Parque Nacional
-  Parque Natural
-  Paraje Natural

Infraestructuras viarias

-  Autopistas y autovías
-  Carretera de 1^{er} orden
-  Comarcal
-  Local
-  Caminos, pistas particulares

Otras

-  Red fluvial
-  Términos municipales

-  Localidades inventariadas

Código Denominación

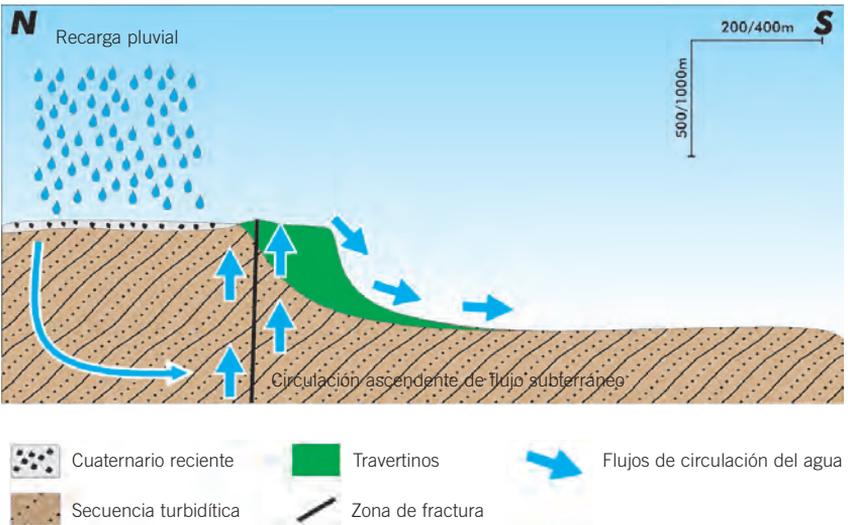
- 011 Ultramáficas de Santillana
- 012 Ultramáficas de Montenegro
- 013 Subdesiertos de Almería
- 014 Badland de rambla de los Yesos
- 015 Minas de plomo y fluorita del Marchal de Enix
- 016 Cueva de la Virgen
- 017 Mina de las Balsas de Gádor
- 020 Minas de azufre de El Trovador
- 021 Delta plioceno de Abrijoa
- 022 Travertinos de las Salinas
- 024 Cerro Alfaro
- 025 Capa Gordo en Rambla de Indalecio
- 026 Turbiditas de Las Salinas
- 027 Paleocanal submarino del Puente de los Callejones
- 028 Depósitos lacustres de Tabernas
- 030 Baños de Sierra Alhamilla
- 031 Milonitas del Barranco del Infierno
- 032 Laminitas de Cerro Bermejo
- 034 Serie del Plioceno superior de la Rambla de la Sepultura
- 035 Contacto Nevado - Filábride de Senés
- 036 Playas fósiles de la Rambla de Amoladeras
- 037 Playa del Pocico
- 038 Estructuras extensionales del Cerro de la Mina
- 040 Arrecife tortoniense del Chivaro (Cruce Tahal)
- 042 Albufera de Cabo de Gata
- 043 Minas de hierro de Lucainena
- 046 Abanicos aluviales de Cabo de Gata
- 047 Hoyazo de Níjar

Mapa de localidades de interés del Desierto de Tabernas

► 6.3.4. Travertinos de las Salinas (022)

En el sector de las Salinas de Tabernas se desarrollan unas espectaculares formaciones travertínicas asociadas a surgencias relacionadas con circulaciones profundas de agua. Se trata de unos encostramientos de naturaleza carbonatada que forman una manta que cubre el relieve. Se forman también eflorescencias salinas (pseudostalactitas, microgours, tubos, microconductos, etc.) probablemente originadas por el lavado de los materiales salinos del área del Yesón Alto. Estas formas se disuelven y desaparecen con el agua de lluvia.

ESQUEMA IDEALIZADO DEL PROCESO GENÉTICO DE LOS TRAVERTINOS DE LAS SALINAS, EN RELACIÓN CON EL DISPOSITIVO GEOLÓGICO DE FRACTURA Y LOS FLUJOS DE CIRCULACIÓN DE AGUA



Vista general de la "manta" travertínica. Miguel Villalobos.



Detalle de la estructura interna de los travertinos. Miguel Villalobos.

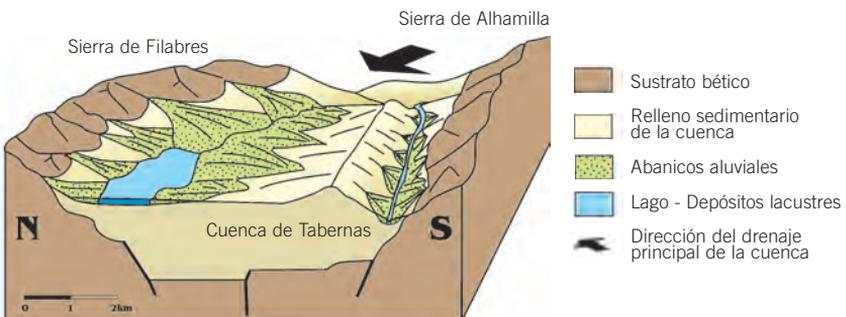


Dépósitos travertínicos y pseudoestalactíticos en sal de la "manta" travertínica. Miguel Villalobos.

► 6.3.5. Depósitos lacustres de Tabernas (028)

En el centro de la cuenca de Tabernas aflora un conjunto de sedimentos de origen lacustre. Su depósito tuvo lugar en el Pleistoceno, tras la retirada definitiva del mar de la cuenca de Tabernas y simultáneamente al levantamiento de los relieves de Sierra de los Filabres, Alhamilla y Gádor. En este contexto, en áreas deprimidas de una antigua red fluvial encajada se instalaron lagos, a los que llegaban la influencia de abanicos aluviales situados a los pies de dichos relieves.

ESQUEMA IDEALIZADO DEL SISTEMA DE ABANICOS ALUVIALES - LAGO DURANTE EL PLEISTOCENO EN EL SECTOR ORIENTAL DE LA CUENCA DE TABERNAS



La sedimentación lacustre consiste en niveles horizontales de limos, arcillas, arenas y conglomerados, con algunos restos de mamíferos fósiles. Estos materiales son el producto del desmantelamiento de los relieves circundantes.



Panorámica de los depósitos lacustres de Tabernas.
Juan Carlos Braga Alarcón.



Vista de los depósitos lacustres.
Juan Carlos Braga Alarcón.

► 6.3.6. Capa Gordo de la Rambla de Indalecio (025)

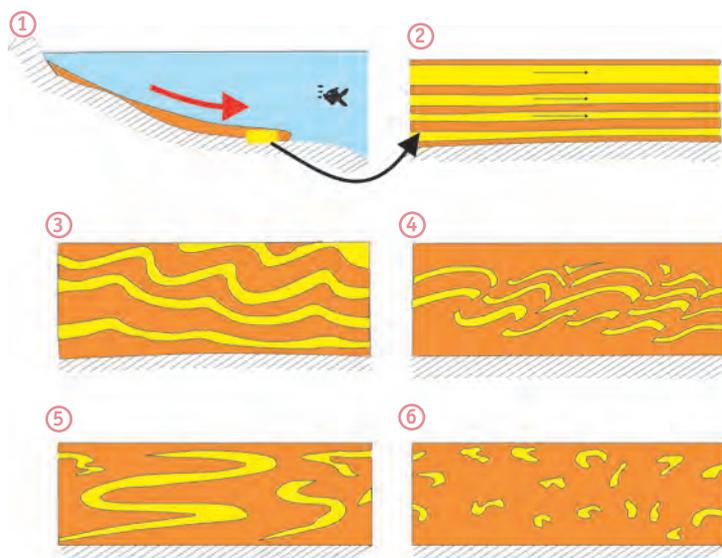
La Capa Gordo es una capa de sismita, originada por los desplomes en el talud submarino, debidos a un movimiento sísmico que tuvo lugar durante el Tortonense superior. Es la capa de sismita más potente de todas las reconocidas en el desierto de Tabernas. Su aspecto es caótico, aunque estratigráficamente presenta una cierta ordenación interna, con una base de brechas intraformacionales y pliegues de slump, y un techo con un banco turbidítico. La potencia de este tipo de capas no está directamente relacionada con la intensidad del terremoto, ya que hay que tener en cuenta otros factores, como la plasticidad del material.



Brecha intraformacional y turbidita en la base y techo, respectivamente, de la Capa Gordo.
José M. Martín Martín.



Pliegues "slump" asociados a una sismita.
José M. Martín Martín.



1. Esquema general del deslizamiento subacuoso.
2. Detalle de los materiales deslizados, constituidos por una alternancia de términos más y menos coherentes (amarillo y naranja respectivamente).
3. Slumpings en el que sólo hay pliegues.
4. Slumpings en el que hay pliegues y fracturas de la misma vergencia.
5. Estructuras intermedias entre slumpings y brechas intraformacionales.
6. Brechas intraformacionales: los cantos son trozos de estratos del material más duro en la matriz constituida por el material menos coherente.

► 6.4. Otras localidades de interés

► 6.4.1. La Minería de la Sierra de Gádor

El gran macizo carbonatado de la Sierra de Gádor destacó desde la antigüedad por su gran riqueza mineral, sobre todo en plomo, con galena y cerusita, como minerales principales, y fluorita, azurita y malaquita, como secundarios. Ya los fenicios, en los siglos XIV a XII a.C., fueron los primeros pobladores en explotar estos recursos, seguidos en el tiempo por los romanos, árabes y cristianos. A mediados del siglo XIX comienza el esplendor de la minería en la Sierra de Gádor. Se llegaron a contabilizar más de 1500 pozos y cientos de fundiciones en todo el entorno. Durante su apogeo, la minería de Gádor revolucionó los mercados internacionales, incluso llegó a provocar el cierre de otras explotaciones extranjeras.

La acumulación del mineral dentro del macizo en lentejones condicionó su método de extracción, que fue subterránea mediante galerías. La dirección de estas galerías se confiaba en la existencia de fluorita o “sal de lobo”, como se la conocía, la cual aparecía acompañando a la mena. El mineral era sacado a la superficie mediante lumbreras, pozos y trancadas de acceso, para luego conducirlo a las fundiciones por el arrastre de mulos. La obtención de plomo a partir de la galena se realizaba calcinando la mena en hornos.

La actividad, definitivamente paralizada ya en la segunda mitad del siglo XX, ha proporcionado un rico legado patrimonial que hoy queda preservado parcialmente.



Entrada a una galería de Sierra de Gádor.
Miguel Villalobos



Pozo Lupi3n. Miguel Villalobos.

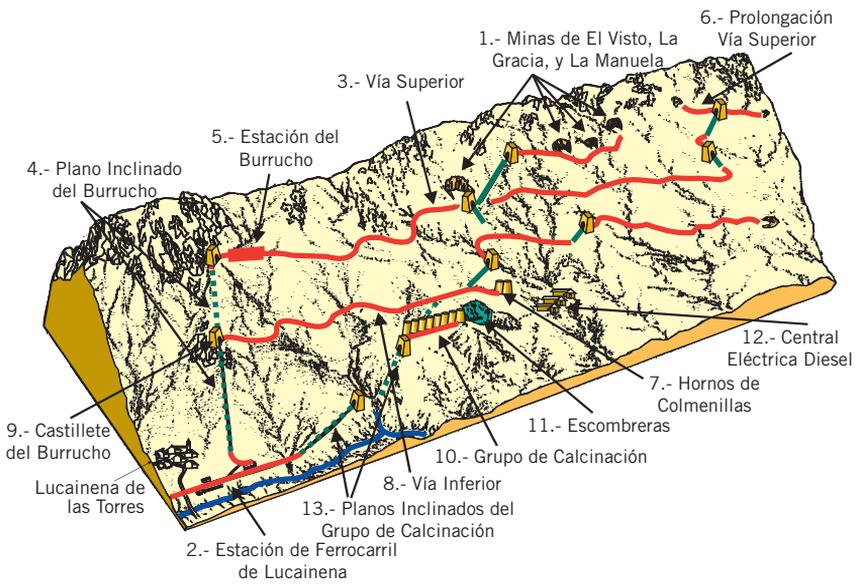


Detalle de las mineralizaciones de galena, mineral explotado en Sierra de Gádor. Miguel Villalobos.

► 6.4.2. Minas de hierro de Lucainena (043)

Las explotaciones mineras situadas en el entorno de Lucainena de las Torres, en Sierra Alhamilla, se ubican en un contexto geol3gico muy diferente al de Sierra de Gádor: la extracci3n de hierro de las formaciones esquistas y carbonatadas del Complejo Nevado-Filábride. Las explotaciones de hierro configuran el 3ltimo gran episodio minero de la provincia de Almería, despu3s de la pr3ctica desaparici3n de la minería de los distritos mineros del plomo de Sierra de Almagrera y Sierra de Gádor. La minera del hierro se inicia en Lucainena en la 3ltima d3cada del siglo XIX y se prolonga hasta 1931. Los yacimientos responden a la tipología de criaderos estratiformes con mineralizaciones de tipo filoniano asociadas. En un principio se explot3 a cielo abierto en la parte m3s alta de la sierra, pasando m3s tarde a sistemas de explotaci3n subterr3nea. El mineral, 3xidos y carbonatos de hierro, era calcinado en una batería de hornos, a3n parcialmente conservada, y, una vez tratado, era conducido en un ferrocarril minero de vía estrecha desde Lucainena hasta Agua Amarga, donde era embarcado. Actualmente, junto a la poblaci3n de Agua Amarga, es posible reconocer los restos de estas instalaciones.

RECONSTRUCCIÓN DE LAS INSTALACIONES MINERALES DE LUCAINENA
 (Basado en J.A. Gómez y J.V. Coves, 1994)



Ruinas de las instalaciones mineras de Lucainena. Miguel Villalobos.



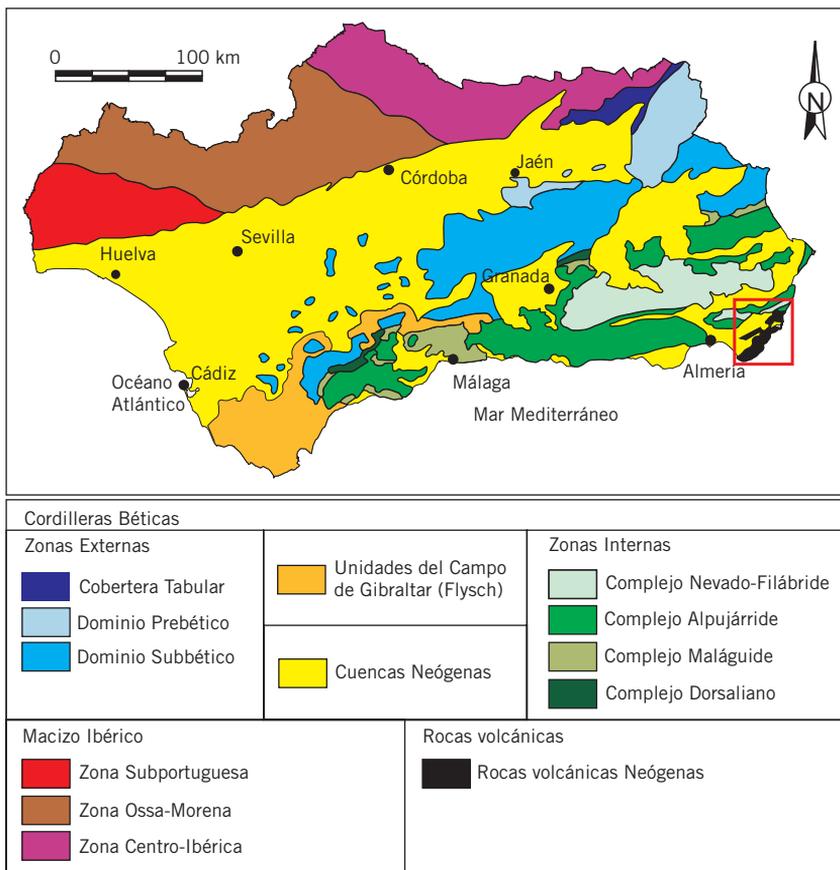
Restos de los hornos de calcinación de Lucainena. Miguel Villalobos.

Capítulo 7 ■ ■ ■

**Cabo de Gata –
Bahía de Almería**



7.1. Contexto geológico



Mapa de situación y principales unidades geológicas de la zona.

El Complejo Volcánico de Cabo de Gata constituye la pequeña porción emergida de una extensa área magmática que ocupa buena parte del fondo del Mar de Alborán. Se trata de rocas volcánicas formadas entre unos 6 y 15 Ma de edad. El magma afloró a la superficie generando numerosos edificios volcánicos, submarinos en su mayor parte, favorecido por algunos accidentes tectónicos, relacionados con el levantamiento de la Cordillera Bética.

Algunos de estos edificios volcánicos llegaron a emerger como islas, configurando un extenso archipiélago marino de domos volcánicos, en torno a los cuales, en un mar cálido, subtropical, se acumularon carbonatos y se desarrollaron arrecifes de coral, a modo de atolones o de arrecifes costeros.

Esta peculiar historia geológica ha posibilitado la formación de uno de los Complejos Volcánicos fósiles más singulares de Europa. Es un paisaje geológico de formas caprichosas, con un particular colorido, en el que dominan los tonos rojos, ocre y negro, que no se recata en mostrar un extenso abanico de rocas volcánicas, con tipos diferentes de composición, texturas y estructuras. Es un museo natural, en suma, de enorme interés didáctico y científico.



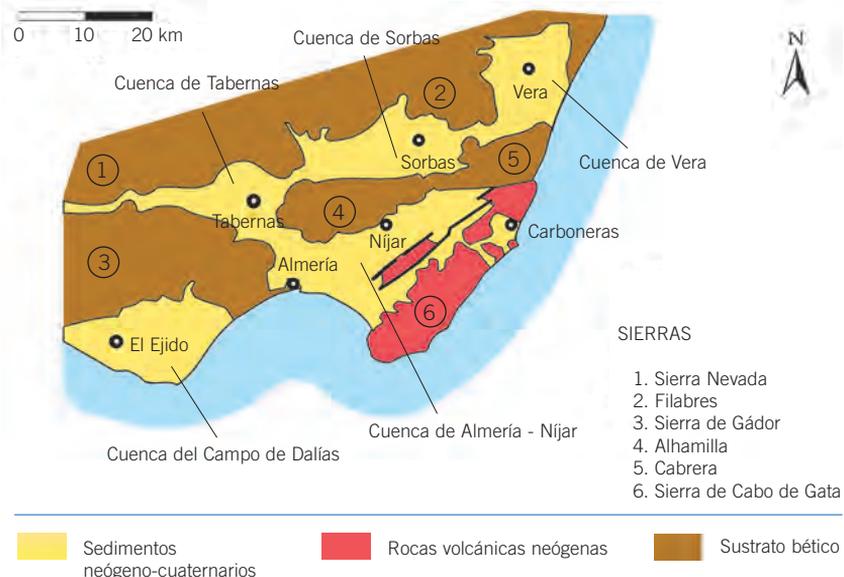
ROCAS VOLCÁNICAS AFJORANTES O SUB-AFJORANTES ACTUALMENTE EN EL MAR DE ALBORÁN (Tomado de Comas, 1996)

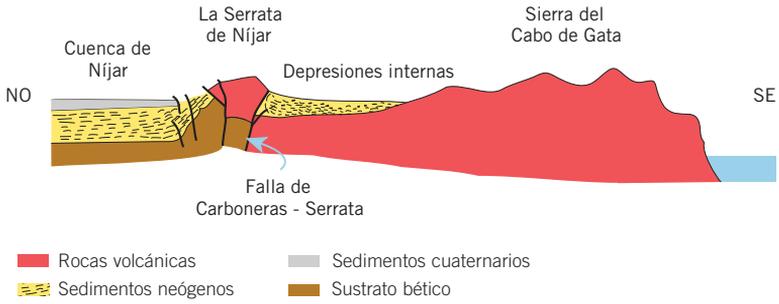
■ Rocas volcánicas aflorantes o sub-aflorantes



Cono volcánico en Cabo de Gata. J. Guirado.

SITUACIÓN GEOLÓGICA DE LA CUENCA DE ALMERÍA - NIJAR





Arrecife fósil sobre materiales volcánicos en Mesa Roldán. Juan Carlos Braga Alarcón y José M. Martín Martín

Domos, coladas volcánicas (extruídas lentamente como un manto) y rocas piroclásticas (rocas producidas por explosiones bruscas que arrojan material, más tarde depositado en lechos o capas por la acción de la gravedad) son los tipos más característicos de este cortejo de rocas. Las lavas abarcan una amplia gama de composición química, predominando dacitas y andesitas. Los materiales piroclásticos adquieren la forma de capas de diferentes texturas y granulometrías, brechas y conglomerados, bombas, cenizas, etc. Las estructuras no son menos variadas, destacando los magníficos ejemplos de “disyunción columnar”, verdaderas columnas de forma hexagonal que se generan en las coladas de lava debido a su enfriamiento.



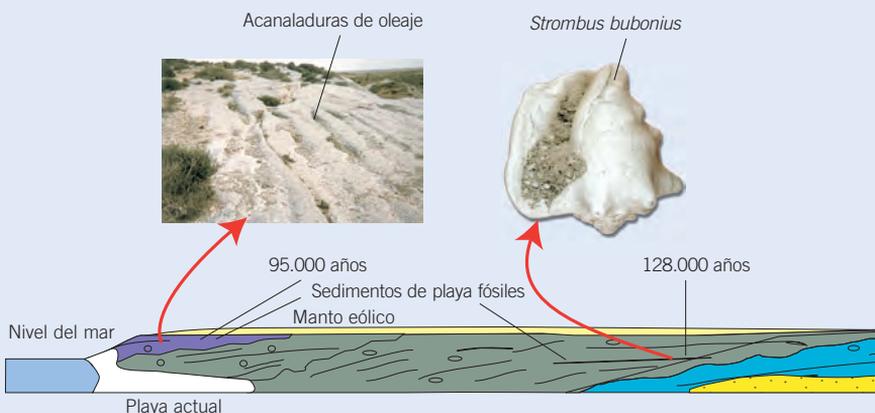
Lavas con disyunción columnar.
J. Guirado.



Agglomerados volcánicos de la playa de Mónsul.
J. M. Fdz. Soler.

LA BAHÍA DE ALMERÍA: DUNAS, ALBUFERAS Y PLAYAS FÓSILES

El registro geológico de la llanura litoral de la Bahía de Almería alberga también un patrimonio de incalculable valor didáctico y científico, ya que nos desvela la historia del litoral mediterráneo en los últimos 2.000.000 años (durante el Cuaternario), la evolución de las variaciones del nivel del mar, su clima y su ecología.



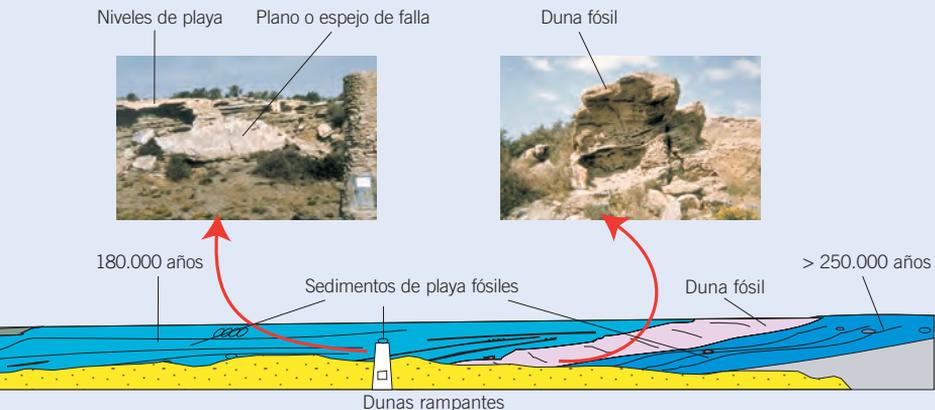
La circulación del agua marina a través de las rocas y el calor liberado por el magma permitió la formación de fluidos calientes (hidrotermales) que generaron exclusivos yacimientos minerales, como el de oro de Rodalquilar. Cabo de Gata alberga dos complejos arqueo-industriales de carácter minero: las instalaciones mineras de Rodalquilar y el embarcadero de mineral de Agua Amarga.



Complejo arqueo-industrial de las minas de oro de Rodalquilar. Miguel Villalobos.

(Según Zazo, C. y Goy, J. L.)

En la desembocadura de la Rambla de las Amoladeras, por ejemplo, se conserva uno de los mejores registros de playas cuaternarias fósiles del Mediterráneo occidental. Hay cuatro niveles escalonados de edades comprendidas entre más de 250.000 y 95.000 años, con presencia de fauna fósil (*Strombus bubonius*) que atestigua una mayor temperatura en el Mediterráneo en esas épocas que en la actualidad.



Sobre las rocas y depósitos litorales es posible reconocer unos excelentes ejemplos de formaciones dunares, tanto fósiles como actuales. Las arenas de origen marino son transportadas por el viento hacia el interior, acumulándose en dunas, rampantes o en forma de media luna (barjanes) que, junto con los depósitos de playas antiguas, generan flechas litorales que provocan el cierre de albuferas interiores. Uno de los mejores ejemplos mediterráneos de sistemas activos de albufera es la de Cabo de Gata, adaptada por el hombre como salina para satisfacer sus necesidades de obtención de sal. El aporte continental de sedimentos a la albufera procede de abanicos aluviales.



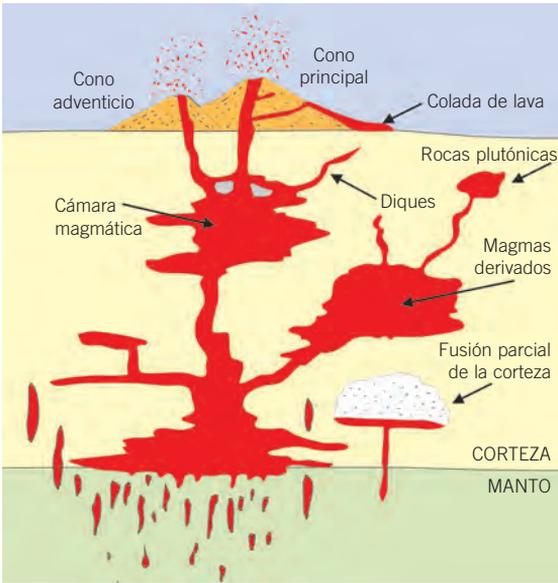
Salinas de Cabo de Gata.
C.Zazo y J.L. Goy.

► 7.2. Sistemas morfodinámicos, formas y procesos de interés

► 7.2.1. Sistema Volcánico

El magma es una mezcla de los componentes químicos que constituyen los minerales cuando estos son sometidos a altas temperaturas en el interior de la tierra. Se trata de una mezcla de sólidos, líquidos y gases, originada por la fusión parcial de las rocas. Estas masas, menos densas que las rocas encajantes ascienden directamente a la superficie formando magmas primarios, o bien permanecen a lo largo de su trayecto (en el manto o en la corteza terrestres) formando bolsadas o cámaras magmáticas a distintas profundidades. A lo largo de este viaje, y como consecuencia del descenso en la temperatura y en la presión, se produce la cristalización de algunos minerales, provocando cambios en la composición química del magma restante. Cuando éste llega a la superficie y se pone en contacto con el aire o el agua recibe el nombre de lava, y genera las rocas ígneas efusivas o volcánicas. Si el magma permanece en el interior su enfriamiento se produce muy lentamente, originando las rocas ígneas plutónicas. En otros casos, la masa caliente se encaja y enfría en las fracturas existentes en la roca, formando diques, dando origen a las rocas ígneas filonianas.

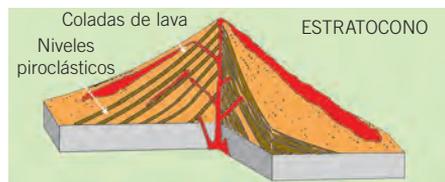
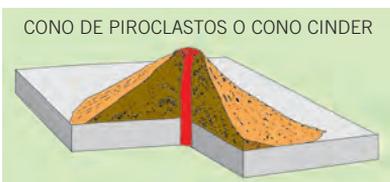
FORMACIÓN DE LOS PRINCIPALES TIPOS DE ROCAS ÍGNEAS



En el caso de Cabo de Gata, el volcanismo está asociado a un proceso orogénico (formación de la Cordillera Bética) de engrosamiento de la corteza, debido a la colisión de la placa Africana y la Europea, y un posterior adelgazamiento de la corteza terrestre, provocado por fenómenos extensionales o de distensión en la región del actual mar de Alborán.

Las lavas pueden clasificarse en tres tipos en función de su composición: lavas basálticas o básicas, cuando se componen en un 50% de sílice; intermedias o andesíticas y silíceas o ácidas, con un 65 a 70% de sílice. Las propiedades físicas de las lavas (viscosidad, temperatura y explosividad) permiten el desarrollo de distintas formas volcánicas. Los magnas básicos son de baja viscosidad, es decir, muy fluidos, su temperatura es elevada y apenas generan explosiones. Los productos volcánicos más típicos de este tipo de magma son las coladas de lava, que recorren grandes distancias desde la boca de la chimenea, desplazándose ladera abajo o se acumulan en la propia chimenea formando lagos de lava (volcanismo hawaiano o efusivo). Cuando el magma es rico en gases, estos se eliminan fácilmente mediante explosiones intermitentes, formando conos de piroclastos o conos cinder (volcanismo estromboliano) y/o estratoconos que consisten en la alternancia de coladas de lava y niveles piroclásticos.

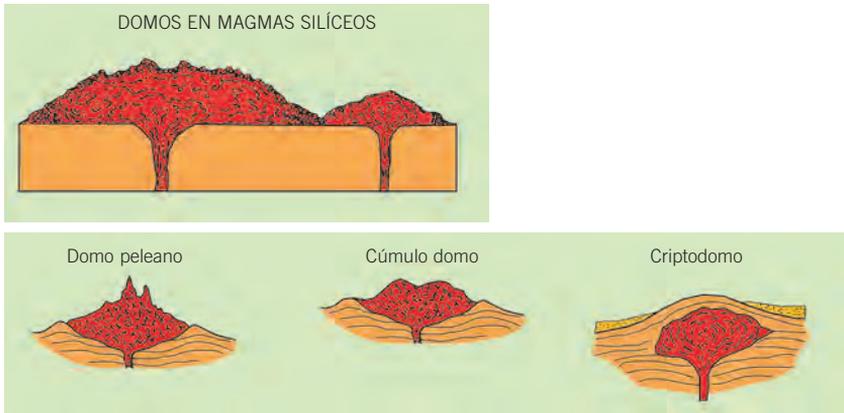
MAGMAS BASÁLTICOS



Los magmas ácidos, por el contrario, presentan menor temperatura, alta viscosidad y, en general producen grandes explosiones. Los productos más frecuentes son los domos (domo peleano, cúmulo domo o criptodomo), originados por masas muy viscosas acumuladas en la boca de la chimenea, y las

coladas de lava, cuando fluyen lentamente ladera abajo, recorriendo, generalmente, poca distancia (volcanismo extrusivo).

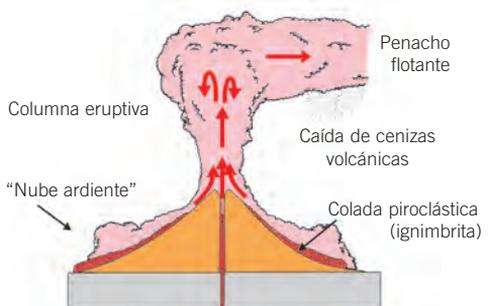
MAGMAS ÁCIDOS



Cuando los magmas ácidos o intermedios van cargados en gases tiene lugar un vulcanismo explosivo. Estas lavas, al ser tan viscosas, almacenan gases en su interior en forma de burbujas que, debido a la presión interna, acaban estallando, provocando explosiones en las que se arrojan a la superficie trozos de roca semifundida. Este mecanismo da lugar a rocas piroclásticas, las cuales pueden ser de dos tipos:

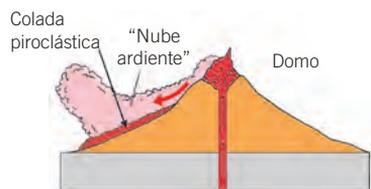
- *Ignimbritas:* consisten en una mezcla muy caliente de gas, ceniza y fragmentos de roca, que fluye por la superficie del edificio volcánico. La ceniza sale a la atmósfera de forma explosiva. La que es más densa que el aire vuelve a caer en masa sobre el terreno y circula pendiente abajo, cubierta por una nube de polvo y gas más diluida (nube ardiente). La menos densa que el aire forma un penacho flotante, que será depositado más tarde formando los depósitos de caída. Las ignimbritas son ricas en pómez y ceniza.

IGNIMBRITAS

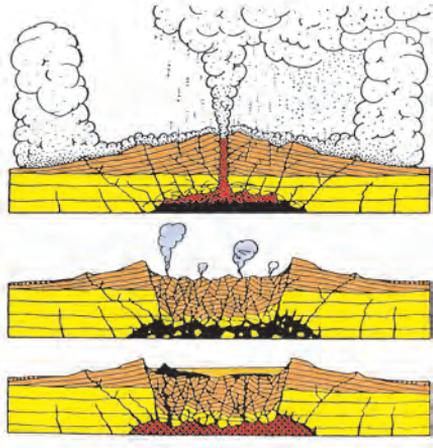


- *Brechas líticas o aglomerados volcánicos:* se originan por la ruptura, explosiva o no, de la lava más o menos enfriada en los domos en la cumbre de los volcanes. Son rocas piroclásticas en las que son muy frecuentes los fragmentos de rocas que constituirían el propio domo.

BRECHAS O AGLOMERADOS



Las calderas constituyen una morfología volcánica producida por una violenta erupción que provoca el vaciado de las cámaras magmáticas. Se origina el hundimiento o colapso del terreno suprayacente, dando lugar a una enorme depresión denominada caldera. A veces las calderas reciben nuevos aportes de magma de las zonas más profundas, produciéndose una nueva elevación, denominada resurgencia. Las calderas son formas volcánicas muy dinámicas, y a ellas se asocian terremotos y actividades de tipo hidrotermal (geysires, aguas termales, etc).

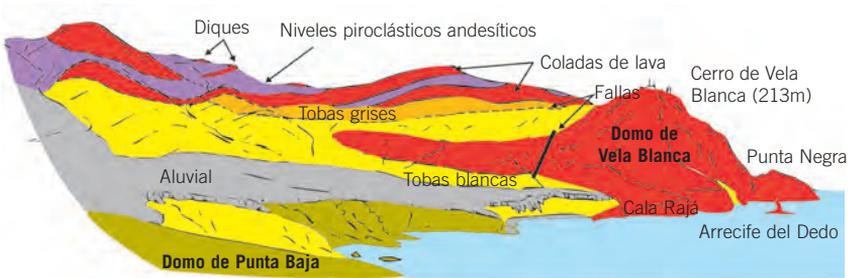


7.3. Localidades de interés

7.3.1. El Cerro de Vela Blanca (051)

En el entorno del faro de Cabo de Gata, se encuentran espectaculares afloramientos de estructuras volcánicas denominadas domos. Las dataciones radiométricas realizadas sobre estas rocas indican que se formaron hace unos 12 Ma. En el Cerro de la Vela Blanca puede observarse la chimenea de alimentación de un domo y, lateralmente, una secuencia de rocas piroclásticas y coladas de lava, de distinta composición, afectadas por alteraciones hidrotermales, emitidas a través de dicha chimenea.

SECUENCIA DEL DOMO DE LA VELA BLANCA
(Basado en J.M. Fdz. Soler)



- | | |
|--|---|
|  Tobas blancas (rocas piroclásticas, ignimbritas) |  Tobas grises (rocas piroclásticas, ignimbritas) |
|  Andesitas anfibólicas masivas (domos) |  Andesitas piroxénicas masivas (coladas, diques y domos) |
|  Rocas piroclásticas (andesitas piroxénicas) |  Depósitos aluviales recientes |

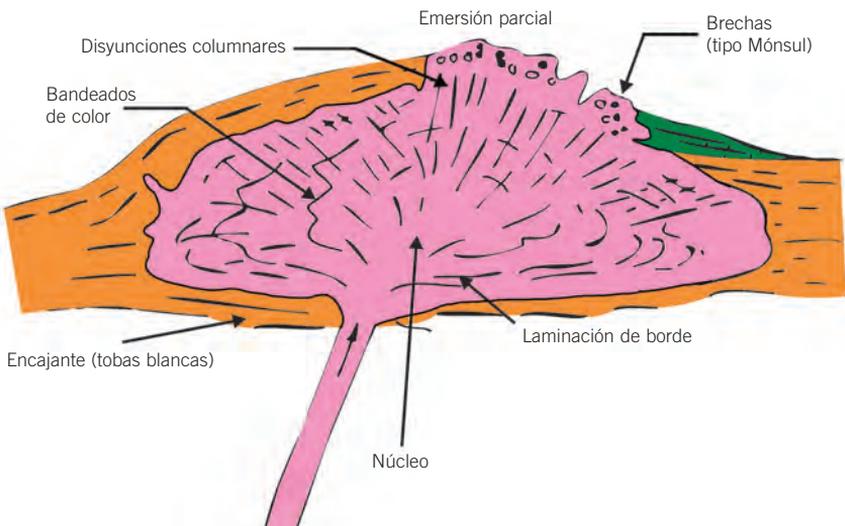


Domo de Vela Blanca. Juan Carlos Braga Alarcón y José M. Martín Martín.

► 7.3.2. Domos volcánicos de Punta Baja (050)

Los domos de Punta Baja consisten en criptodomos compuestos de lava masiva, alineados según una dirección este-oeste, probablemente aprovechando fracturas ya existentes. La estructura más destacable es la disyunción columnar. Esta estructura se produce cuando la lava se enfría durante su emplazamiento. La lava al solidificarse disminuye su volumen, acomodándose en prismas hexagonales perpendiculares a la superficie de enfriamiento de la lava. Antiguamente estas estructuras, que afloran en varios puntos de Cabo de Gata, han sido utilizadas como canteras de adoquines. Otras estructuras frecuentes son las laminaciones de flujo, que se originan en los bordes del domo por la resistencia al flujo de la lava más viscosa, y los bandeados de color, que indican la existencia de lava con distinta composición.

CRIPTODOMO Y ESTRUCTURAS ASOCIADAS
(Según J.M. Fdz. Soler)





Disyunciones columnares en abanico en Punta Baja, aprovechadas históricamente para la extracción de adoquines. J. M. Fdz. Soler.

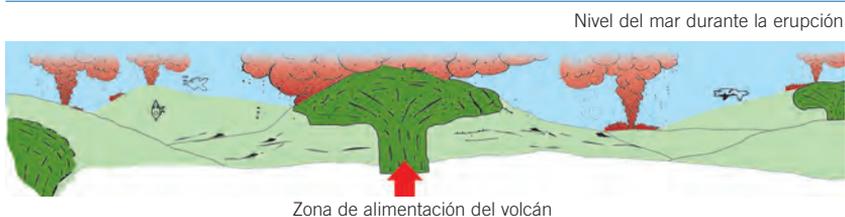


Laminación de flujo en el borde del domo del faro de Cabo de Gata. J. M. Fdz. Soler.

► 7.3.3. Playa de Mónsul (054)

Los acantilados de la playa de Mónsul representan un excelente afloramiento de aglomerados volcánicos (o brechas líticas). Son rocas de origen volcánico compuestas por cantos de naturaleza andesítica con tamaños muy variables (diámetros desde milimétricos hasta métricos) englobados en una matriz de tamaño de grano muy fino. Este tipo de rocas se originó mediante erupciones submarinas producidas hace unos 10 a 12 Ma. Las brechas se formaron porque la lava se fue enfriando y cayendo por la ladera del volcán en fragmentos heterogéneos. El material expulsado era depositado en capas superpuestas sobre el fondo marino. En el propio acantilado podemos observar también disyunciones columnares que nos indican la situación de la fuente de alimentación del volcán.

RECONSTRUCCIÓN DEL PROCESO GENÉTICO (Según J.M. Fdz. Soler)





La playa de Mónsul se genera sobre un sustrato volcánico. Juan Carlos Braga Alarcón y José M. Martín Martín.

Sobre este sustrato volcánico se desarrolla un conjunto de dunas de tipo “barján” y dunas rampantes que avanzan tierra adentro, según la dirección del viento dominante, cubriendo los relieves costeros. La más conocida y espectacular es la denominada duna de Mónsul.



Duna “barján” de Mónsul. C. Zazo y J.L. Goy.

► 7.3.4. Rocas volcánicas del Morrón de los Genoveses (059)

En el Morrón de los Genoveses encontramos un espectacular acantilado donde se expone una gran variedad de rocas piroclásticas; entre ellas, ignimbritas riolíticas e ignimbritas y coladas de lava andesítica. Su aspecto blanquecino es fácilmente reconocible en el paisaje. Discordantemente, y sobre este sustrato volcánico, se formaron dunas eólicas en el Pleistoceno, con espectaculares estratificaciones cruzadas.



Playa del Morrón de los Genoveses. Juan Carlos Braga Alarcón y José M. Martín Martín.



Ignimbritas del Morrón de los Genoveses. Juan Carlos Braga Alarcón y José M. Martín Martín.

7.3.5. Domos volcánicos de los Frailes (070)

En el Cerro de los Frailes, se observan dos unidades volcánicas. La superior está compuesta por andesitas basálticas, que corresponden a un volcán central o aislado con dos chimeneas, formado hace unos 8 Ma. La inferior está formada por andesitas anfibólicas y dacitas, de unos 10 a 12 Ma de antigüedad. En esta segunda, que se extiende hasta el extremo sur de la sierra de Cabo de Gata, la actividad volcánica dio lugar a un extenso campo de domos dispersos. También se identifican algunos procesos eruptivos de alta explosividad relacionados con el hundimiento de calderas. Entre ambos episodios volcánicos se depositaron niveles marinos de sedimentos fosilíferos, que sirven como niveles guía.



Panorámica de los domos de los Frailes. Juan Carlos Braga Alarcón.

PANORÁMICA GEOLÓGICA INTERPRETADA DEL VOLCÁN DE LOS FRAILES DESDE EL MIRADOR DE LA ISLETA (Según J.M. Fdz. Soler)



7.3.6. Eolianitas de los Escullos (082)

En la ensenada de los Escullos se puede reconocer el mejor afloramiento de dunas oolíticas fósiles de todo el litoral almeriense. Se originaron en la segunda fase de formación de dunas del litoral durante el Cuaternario (hace 128.000 a 100.000 años). Consisten en acumulaciones debidos a la acción del viento de granos redondeados llamados oolitos (partículas esféricas de carbonato cálcico formadas por un bandeado concéntrico). Las partículas oolíticas proceden, a su vez, de playas de oolitos.

Estos sedimentos nos permiten obtener una información doble. Por un lado, nos indican la posición de la línea de costa antigua y, por otro, las condiciones ambientales del medio en las que se desarrollaron, que fueron más cálidas que las actuales. Así lo atestiguan los propios oolitos (que actualmente sólo se forman en zonas tropicales) y la fauna fósil (*Strombus bubonius*). Estas dunas blancas presentan laminación y estratificación cruzada de gran ángulo.



Eolianitas de los Escullos. C. Zazo y J.L. Goy.



Estructura interna de las dunas oolíticas.
C. Zazo y J.L. Goy.

► 7.3.7. Megartesas del Argamasón (095)

Consisten en espectaculares estratificaciones en artesas de tamaño métrico, formadas durante el Plioceno en un estrecho que conectaba por el norte-noreste la cuenca de Almería-Níjar y el mar Mediterráneo. Por este estrecho circularon intensas corrientes que removilizaron grandes volúmenes de arenas calcáreas, que fueron depositadas en el fondo marino formando dunas que migraban, cuya estructura interna son las estratificaciones en artesas.



Estratificaciones cruzadas en artesana del Argamasón. Juan Carlos Braga Alarcón y José M. MartínMartín.

► 7.3.8. Arrecife de Mesa de Roldán (104)

El relieve de la Mesa de Roldán es un domo volcánico que se originó hace unos 8,7 Ma. Algo más tarde, tras el depósito de carbonatos bioclásticos, este sustrato volcánico fue colonizado por arrecifes de coral que revelan unas condiciones climáticas más cálidas que las actuales, prácticamente tropicales.

Los arrecifes de coral crecieron hace unos 6 Ma, en el Messiniense, favorecidos por la escasa profundidad del medio y una elevada temperatura del mar. Los corales constructores principales pertenecieron al género *Porites*. Aparecen también otros géneros, como *Tarbellastraea* y *Siderastraea*. A ellos se asocian algas rojas, foraminíferos, gasterópodos, serpúlidos, etc. Todo este conjunto de organismos propició la acumulación de un sedimento carbonatado, formado por sus conchas y esqueletos dando origen a la roca carbonatada sólida que hoy conforma la mesa.

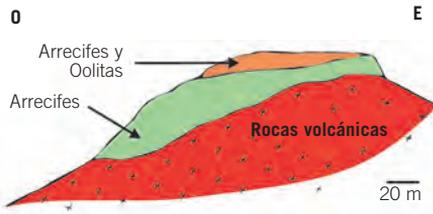
ESQUEMA GEOLÓGICO INTERPRETATIVO DE LA PANORÁMICA DE MESA ROLDÁN



Juan Carlos Braga Alarcón.



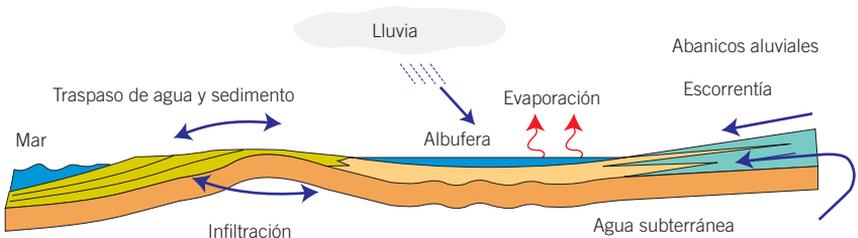
Los corales del género *Porites* son los principales constructores de los arrecifes messinienses en Almería. Juan Carlos Braga Alarcón y José M. Martín Martín.



► 7.3.9. Albufera de Cabo de Gata (042)

La albufera de Cabo de Gata es uno de los sistemas geomorfológicos de mayor interés de la costa andaluza, aprovechado por el hombre como salina

ESQUEMA HIDROLÓGICO DE LA ALBUFERA

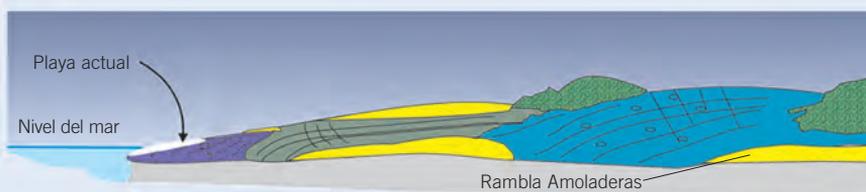


mediterránea. Consiste en una laguna deprimida, separada del mar por una barrera litoral, en la cual se acumula el agua. Las fuentes de este agua son la precipitación, los cauces que acaban desembocando en la laguna, las aportaciones subterráneas, y, por último, los influjos desde el mar. También recibe aportes de sedimentos, en este caso, de los abanicos aluviales situados en los relieves circundantes.

► 7.3.10. Playas fósiles de la Rambla de las Amoladeras (036)

La desembocadura de la Rambla de las Amoladeras alberga un excelente registro de playas cuaternarias hoy fósiles. Se formaron desde hace

SECCIÓN REAL DE LAS PLAYAS FÓSILES DE LAS ALMOLADERAS



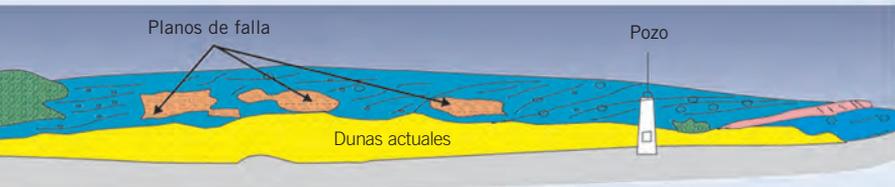
Sucesión de playas fósiles del Tirreniense. Juan Carlos Braga Alarcón y José M. Martín Martín.

250.000 y 95.000 años hasta la actualidad y fueron cubiertas, posteriormente, por sistemas de dunas originadas hace unos 2.500 años. Los afloramientos se sitúan en el talud de la margen derecha de la rambla, y consisten en depósitos de arenas y cantos muy cementados (conglomerados) con restos de organismos. Estas playas fósiles permiten determinar la posición de la línea de costa durante su formación. Los resultados de aplicar métodos de dataciones absolutas sobre los materiales informan de cuatro edades distintas (250.000, 180.000, 128.000-130.000, 95.000-100.000) correspondientes a cuatro niveles de playas diferentes. Los fósiles más característicos son restos del gasterópodo *Strombus bubonius*, que son indicativos de unas condiciones climáticas más cálidas que las actuales durante estos periodos. Este tipo de registro se conoce con el nombre de “playas tirrenienses”, por ser en el mar Tirreno donde se describieron por primera vez.

► 7.3.11. Mina de oro de Rodalquilar (071)

El campo hidrotermal de Rodalquilar fue el más importante de los asociados al Complejo Volcánico de Cabo de Gata. Los procesos hidrotermales son un fenómeno frecuente en áreas volcánicas. Se producen cuando un cuerpo magmático no llega a salir a la superficie, enfriándose lentamente a centenas de metros o pocos kilómetros en profundidad. En estas condiciones, el cuerpo subvolcánico suministra calor al entorno, que llega a alcanzar temperaturas de hasta 400 y 500 °C, y emite gases y fluidos ricos en ácidos. Estos fluidos hidrotermales en su ascenso transforman y lavan la roca de caja, enriqueciéndose así en metales, que serán depositados en grietas y fracturas,

(Según Zazo, C., Dabrio C. J. y Goy, J. L.)



Detalle de las estructuras sedimentarias (laminación de bajo ángulo) Juan Carlos Braga Alarcón y José M. Martín Martín.

una vez que los fluidos se enfrían. Asociadas a este proceso hay diferentes tipos de mineralizaciones en el Complejo Volcánico de Cabo de Gata (plomo, cinc, etc), aunque la más singular es, sin duda, la del oro de Rodalquilar.

El oro ha sido explotado desde finales del siglo XIX hasta 1966, conociendo Rodalquilar la época de mayor esplendor entre 1940 y 1966. Las explotaciones del XIX y primera mitad del XX fueron subterráneas. En la segunda mitad del XX se trabajaba en explotaciones de interior y a cielo abierto.

El proceso mineralúrgico de la fase más moderna de explotación consistía en triturar, moler y depurar la roca mineralizada, mezclando y concentrando el producto en tanques espesadores con una solución cianurada. Se obtenía así una solución rica en oro que, tras ser lavada y secada, era mezclada en otro tanque con polvo de cinc, hasta obtener un precipitado de oro. Este precipitado, por último, tras pasar por una estufa eléctrica de secado, se sometía a un lavado ácido. Los lingotes de oro se obtenían, definitivamente, por fusión en un horno eléctrico. Este proceso se conoce con el nombre de Merrill-Crowe.



Ruinas de la primera planta de tratamiento que se instaló sobre 1915 en la mina Mª Josefa, en el Madroñal (Rodalquilar). Col. Evaristo Gil Picón.



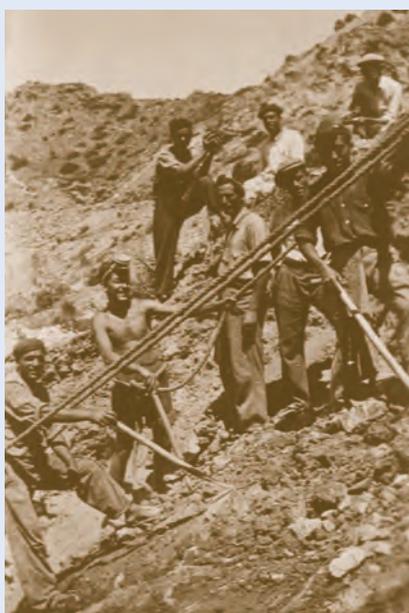
“El Ruso”, primer camión de transporte en la minería de Rodalquilar (sobre 1940). Col. Evaristo Gil Picón.



Labores de perforación en las minas a cielo abierto durante la época de explotación de ENADIMSA. Col. Evaristo Gil Picón.



Mayo de 1956. El entonces Jefe del Estado asiste, con todo el despliegue propagandístico del régimen, a la obtención de uno de los lingotes de oro. Col. Evaristo Gil Picón.



Labores de extracción en la Mina de los Ingleses (sobre 1930). Col. Evaristo Gil Picón.

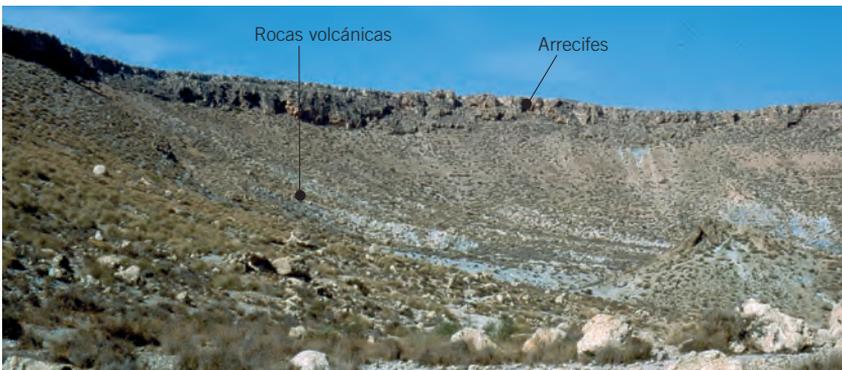
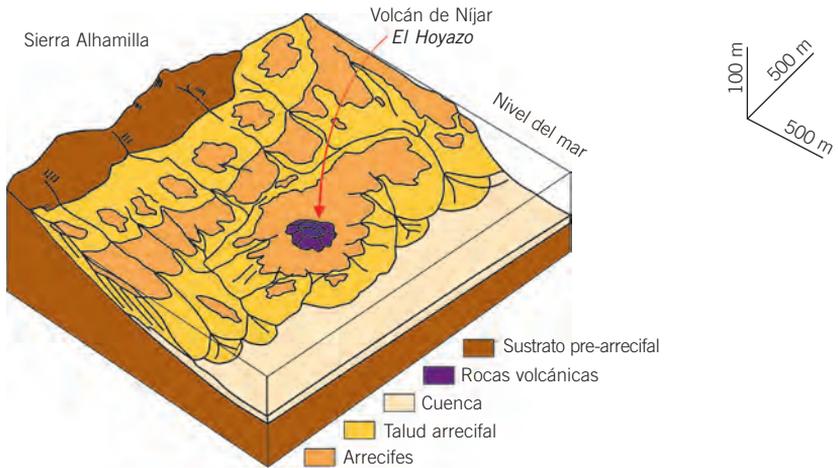
► 7.4. Otras localidades de interés

► 7.4.1. Hoyazo de Níjar (047)

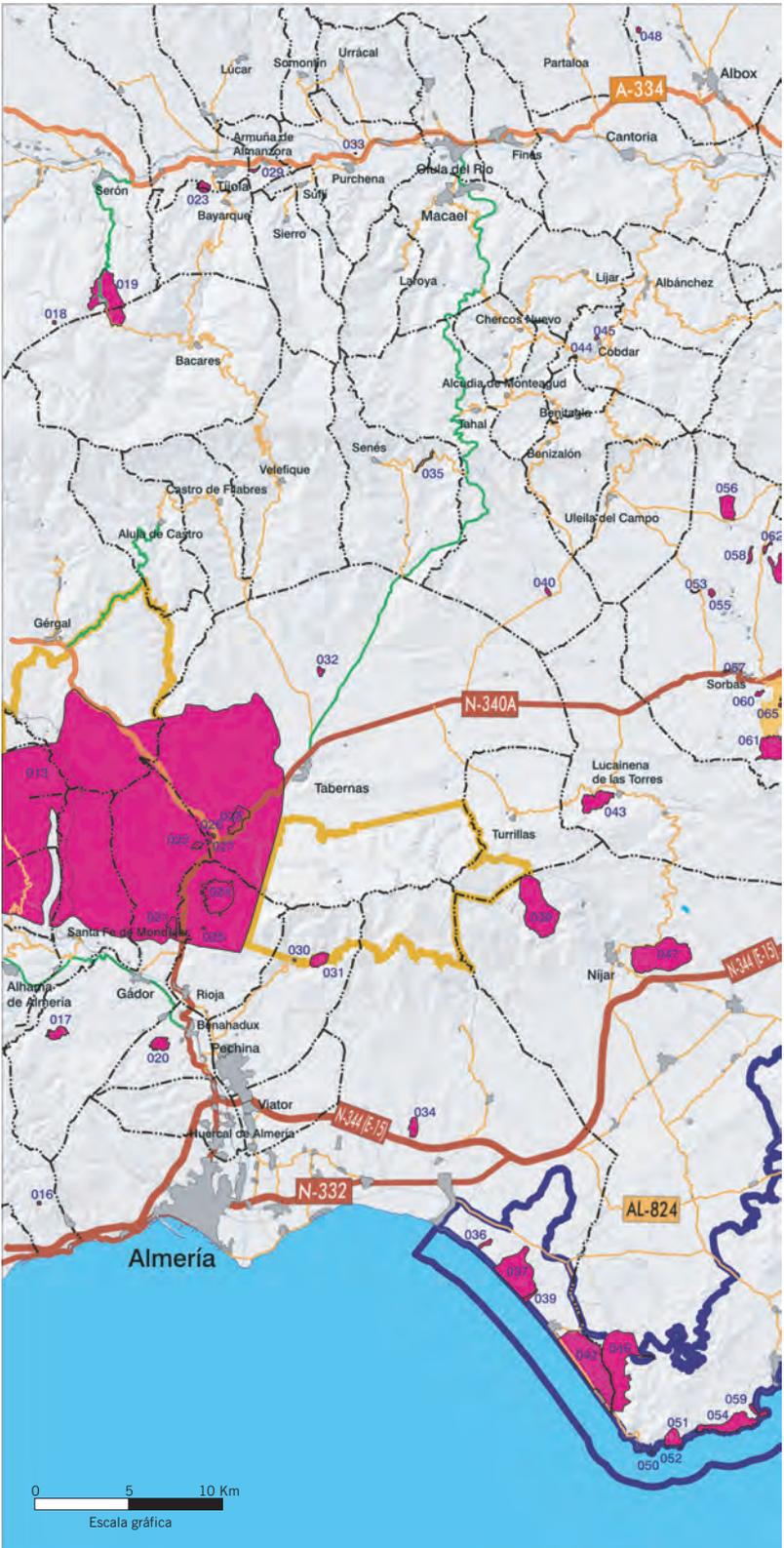
El Hoyazo de Níjar constituye un pequeño volcán cuyo cráter emergía como una isla en la cuenca de Almería hace unos 6 Ma. Las rocas volcánicas dominantes son brechas líticas dacíticas. Son muy abundantes los restos de la roca original que se fundió para generar el magma. Alrededor del cráter, y sobre el substrato volcánico, se desarrollaron arrecifes costeros construidos por corales pertenecientes al género *Porites*, conformando un arrecife de tipo atolón, el mejor ejemplo de atolón fósil de toda Andalucía. Este relieve conserva actualmente la morfología circular original del atolón, mientras que la roca volcánica ha sido excavada por la erosión.

La abundancia de granates en el Hoyazo está relacionada con la fusión de rocas metamórficas (micasquistos) infrayacentes, que dió lugar a un magma con granates dispersos en él. En esta localidad se reconoció por primera vez la cordierita. Los procesos de lavado por el agua de lluvia a los que se han visto sometidos las rocas han favorecido la acumulación de granates, que se han llegado a explotar industrialmente.

RECONSTRUCCIÓN CUANDO ERA UN VOLCAN RODEADO DE ARRECIFES
(Tomado de Dabrio, 1981)



Rocas volcánicas excavadas con arrecifes fósiles encima. Juan Carlos Braga Alarcón y José M. Martín Martín.





Mapa de situación de localidades de interés de esta zona.
 Listado de localidades de interés en la página siguiente>>.



Localidades inventariadas

Código	Denominación
013	Subdesiertos de Almería
017	Mina de las Balsas de Gádor
020	Minas de azufre de El Trovador
021	Delta plioceno de Abrioja
022	Travertinos de las Salinas
061	Biohermos de Hueli
062	Biohermos de la Mela
063	Arrecife de Cariatz
065	Sima del Estadio
023	La Cerrá de Tíjola
024	Cerro Alfaro
025	Capa Gordo en Rambla de Indalecio
026	Turbiditas de Las Salinas
027	Paleocanal submarino del Puente de los Callejones
028	Depósitos lacustres de Tabernas
029	Pavimentos algales de Armuña del Río Almanzora
030	Baños de Sierra Alhamilla
031	Milonitas del Barranco del Infierno
032	Laminitas de Cerro Bermejo
033	Arrecife tortoniense de Purchena
034	Serie del Plioceno superior de la Rambla de la Sepultura
035	Contacto Nevado - Filábride de Senés
036	Playas fósiles de la Rambla de Amoladeras
037	Playa del Pocico
038	Estructuras extensionales del Cerro de la Mina
039	Albufera de la Rambla de Morales
040	Arrecife tortoniense del Chivaro (Cruce Tahal)
042	Albufera de Cabo de Gata
043	Minas de hierro de Lucainena
044	Secuencia de metaevaporitas y mármoles de Cóbdar
045	Metabasitas de Cóbdar
046	Abanicos aluviales de Cabo de Gata
047	Hoyazo de Níjar
048	Arrecife tortoniense de Los Mármoles
049	Escollo de la Sirena
050	Domos volcánicos de Punta Baja
051	Domo del Cerro de Vela Blanca
052	Escollo del Dedo
053	Sección estratigráfica de Moras
054	Dunas volcánicas de la playa de Monsul
055	Domos microbianos en la Rambla de Gochar
056	Cuarcitas de Tahal en el Puntal
057	Playas fósiles de Sorbas
058	Sistema arrecifal del Barranco de la Mora
059	Rocas volcánicas del Morrón de los Genoveses
060	Superconos de yesos del Río Aguas
066	Cueva del Yeso
067	Metabasitas del Cerro Jaroso
068	Sistema de la Cueva del Peral
070	Domos volcánicos de los Frailes
071	Minas de oro de Rodalquilar
072	Serie estratigráfica del Molino Río Aguas
073	Sima del Corral
074	Cueva C-3
075	Sistema Covadura
076	Sima del Campamento
077	Calizas bioclásticas Cerro Molatas
078	Karst en Yesos de Sorbas
079	Cueva del Tesoro
081	Cueva de los APAS
082	Eolianitas de los Escullos
083	Sima del Ciervo
084	Complejo GEP
085	Sistema de la Cueva del Agua de Sorbas
086	Andesitas del Cerro de la Viuda
087	Plataformas de la Molata de las Negras
088	Gneises del Marchal
089	Falla de Carboneras en el Caballón
090	Enclave de Cala Carnaje
091	Ignitas de Los Giles
092	Carbonatos del Ricardillo
093	Minas de hierro de Pinar de Bédar
094	Andesitas de Cerro Negro
095	Megartesas del Argamasón
096	Calizas Bioclásticas Cañada de Méndez 2
097	Calizas Bioclásticas Cañada de Méndez
098	Paleoacantilados de las Covaticas
099	Megartesa del Llano de Don Antonio
101	Paleocanal del Molino de la Higuera
100	Lamproitas de Cabezo María
102	Abanico submarino del Barranco del Gitano
103	Serie Pliocena de Carboneras
104	Arrecife de la Mesa de Roldán
105	Sedimentos pliocenos de la playa de los Muertos
106	Sistema de Fallas de Carboneras en Sopalmo
107	Delta plioceno del Espíritu Santo
108	Lóbulo submarino Cortijo Gátar
109	Dacitas de Punta el Santo
110	Messiniense de Cuevas de Almanzora
111	Playas cuaternarias de Macenas
112	Minas de plomo y plata de Sierra Almagrera
113	Minas de hierro del Pilar de Jaravía
114	Isla de Terreros
115	Isla Negra

► 7.4.2. Isla Negra y Terreros (115 y 114)

Las islas de Terreros y Negra son dos enclaves de interés geológico. La isla de Terreros, constituye una elevación tectónica (horst) emergente formada por materiales del Complejo Alpujárride de la Cordillera Bética similares a los que afloran en tierra firme. Isla Negra representa un afloramiento volcánico perteneciente al Complejo Volcánico de Cabo de Gata, desplazado hasta su posición actual por el movimiento de la Falla de Palomares. La distancia entre la isla y el complejo volcánico en el sur de Sierra Cabrera nos informa de la distancia mínima de desplazamiento de esta falla, al menos 25 km.



Isla de Terreros. Juan Carlos Braga Alarcón y José M. Martín Martín.



Isla Negra. Juan Carlos Braga Alarcón y José M. Martín Martín.

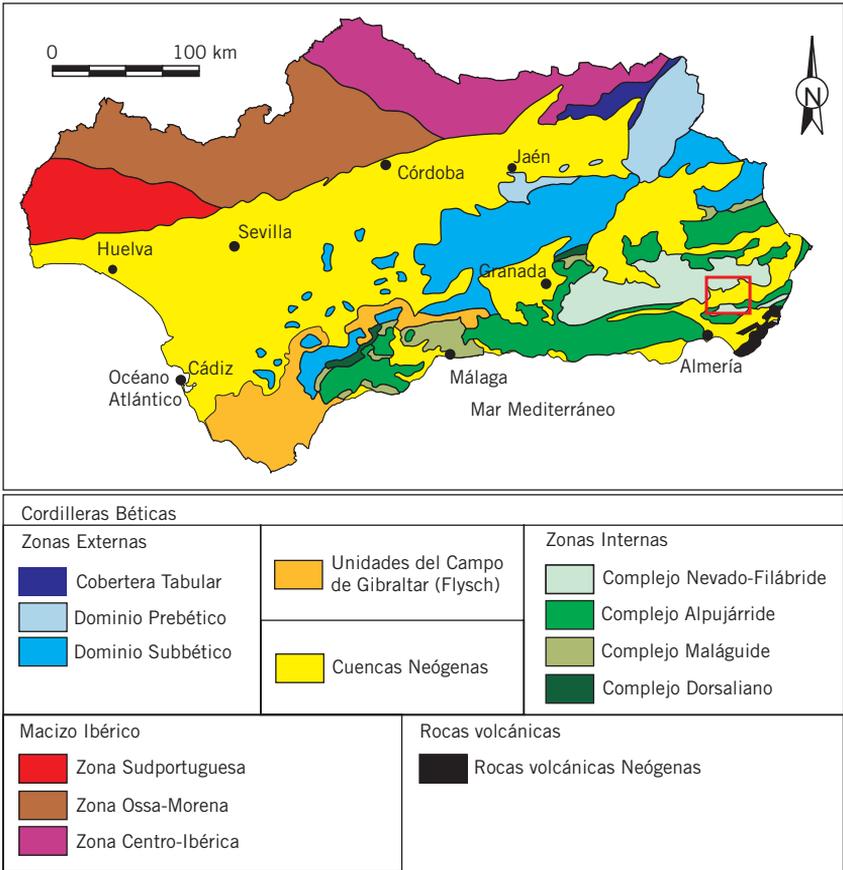
Capítulo 8



**La cuenca y el karst
en yesos de Sorbas**



8.1. Contexto geológico



Mapa de situación y principales unidades geológicas de la zona.

La Cuenca de Sorbas constituye una depresión intramontañaosa de singular interés geológico para estudiar y comprender los cambios paleogeográficos y paleoambientales ocurridos en el Mediterráneo occidental en los últimos 8 Ma y su relación con la evolución geológica de la Cordillera Bética.

Hace unos 8 Ma (en el Mioceno superior) la configuración de tierras emergidas y sumergidas bajo el mar en el litoral almeriense no era similar a la actual. El mar se extendía por el hoy árido territorio de la Depresión de Sorbas hasta el pie de la Sierra de los Filabres, en cuyos bordes permanecen como testigos arrecifes fósiles de coral de esa edad, marcando fielmente la posición de la antigua línea de costa. En el talud, abanicos submarinos depositaron extensos y potentes sedimentos que los ríos arrancaban al relieve emergido. Un millón de años después (en el Messiniense) la emersión de Sierra Alhambilla configuró una estrecha y alargada cuenca marina intramontañaosa entre este nuevo relieve, al sur, y la Sierra de los Filabres, al norte. En esta cuenca continuó el depósito de sedimentos marinos: es lo que hoy se conoce como Cuenca de Sorbas.

Al final del Mioceno (hace unos 6 Ma, en el Messiniense), un proceso generalizado de desecación de la cuenca mediterránea provocó que la cuenca de

Sorbas quedara prácticamente aislada y sometida a una fuerte evaporación, En esta situación precipitaron capas de yeso con más de 100 metros de espesor: los yesos de Sorbas. Posteriormente, el mar recuperaría totalmente su nivel, continuando con una sedimentación de margas y sedimentos detríticos sobre los yesos. Más tarde, la línea de costa se retiraría progresivamente hasta alcanzar, hace unos 2,5 Ma (en el Plioceno) la posición actual.

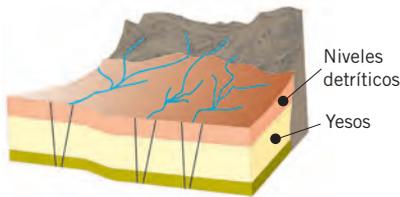
DISTRIBUCIÓN DE TIERRAS Y MARES HACE 6 MILLONES DE AÑOS
(Tomado de Esteban et al., 1996)



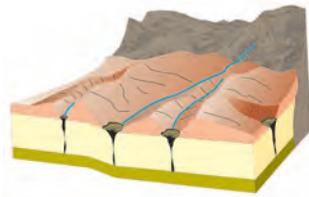
La retirada definitiva del mar hizo que los sedimentos marinos quedaran expuestos a la acción de los agentes geológicos erosivos. El desmantelamiento de los niveles detríticos superiores dejó a los yesos, muy solubles, sometidos a la acción continuada del agua, que los disuelve paulatinamente. Comenzó a generarse uno de los karst en yesos más importantes del mundo por su dimensión, valor y belleza.

EVOLUCIÓN DEL KARST EN YESOS DE SORBAS
(Según J.M. Calaforra)

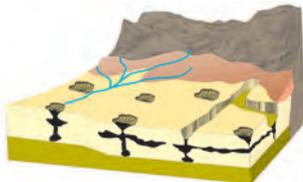
1. SE ESTABLECE LA RED DE DRENAJE



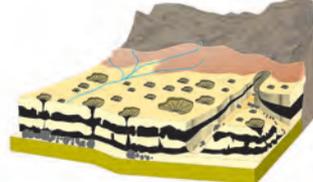
2. COMIENZA LA DISOLUCIÓN SUPERFICIAL DEL YESO



3. SE INICIA LA DISOLUCIÓN SUBTERRÁNEA



4. EL KARST SE DESARROLLA



► 8.2. Localidades de interés

► 8.2.1. Karst en yesos de Sorbas (078)

En Sorbas podemos encontrar una amplia variedad de formas kársticas. Sobre la superficie, miles de dolinas recogen y transmiten el agua de lluvia hacia el interior de los yesos. Son las ventanas del karst. También son frecuentes los lapiales.

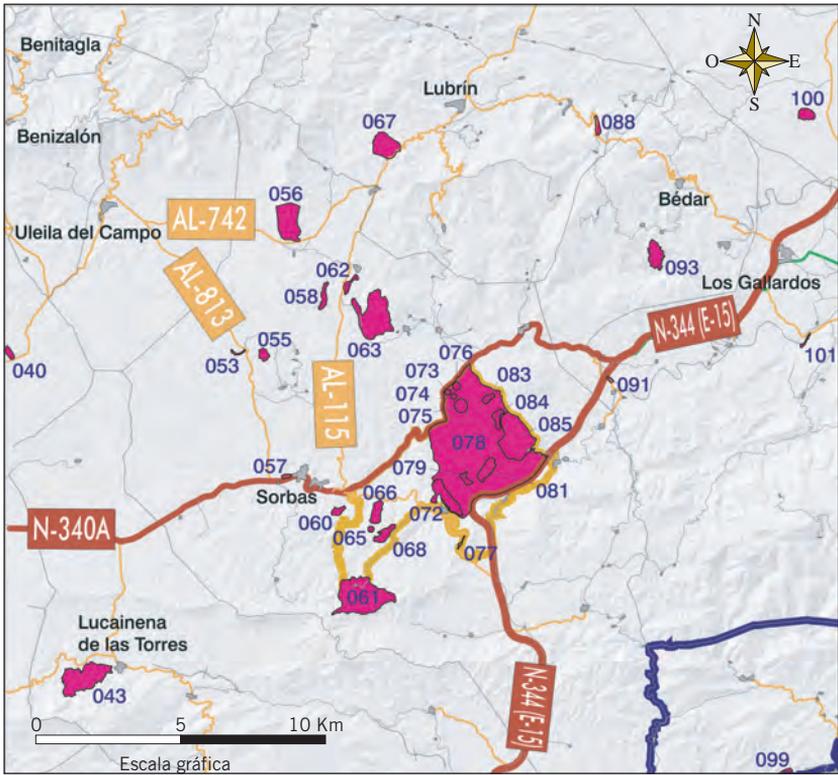
Yesos de Sorbas



Ejemplo de lapiales, modelados en yeso. Miguel Villalobos.



Rosario de dolinas que horadan la superficie del karst. Miguel Villalobos.



Espacios Naturales Protegidos

- Parque Natural
- Paraje Natural

Infraestructuras viarias

- Autopistas y autovías
- Carretera de 1^{er} orden
- Comarcal
- Local
- Caminos, pistas particulares

Otras

- Red fluvial
- Términos municipales

Localidades inventariadas

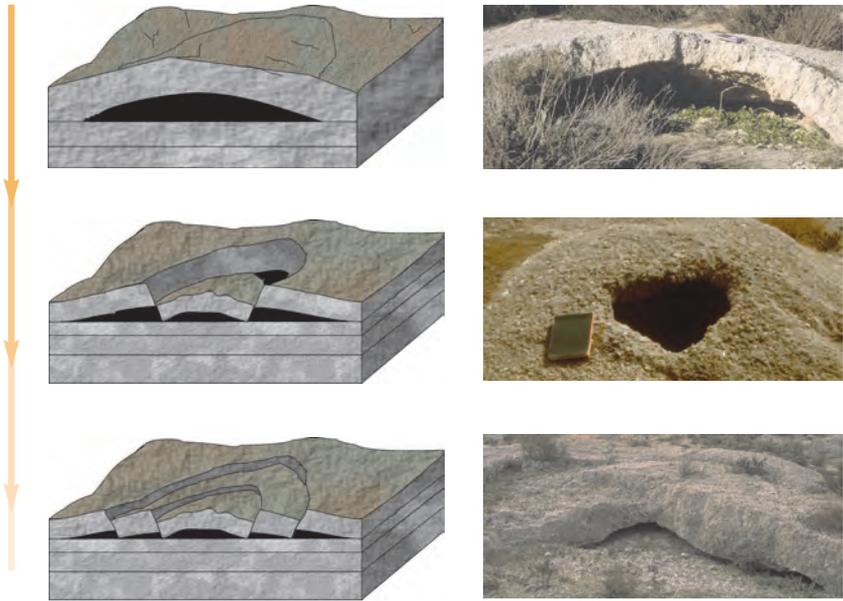
Código Denominación

- 061 Biohermos de Hueli
- 062 Biohermos de la Mela
- 065 Sima del Estadio
- 066 Cueva del Yeso
- 068 Sistema de la Cueva del Peral
- 072 Serie estratigráfica del Molino Río Aguas
- 073 Sima del Corral
- 074 Cueva C-3
- 075 Sistema Covadura
- 076 Sima del Campamento
- 077 Calizas bioclásticas Cerro Molatas
- 078 Karst en Yesos de Sorbas
- 079 Cueva del Tesoro
- 040 Arrecife tortoniense del Chivaro (Cruce Tahal)
- 053 Sección estratigráfica de Moras
- 055 Domos microbianas en la Rambla de Gochar
- 056 Cuarcitas de Tahal en el Puntal
- 058 Sistema arrecifal del Barranco de la Mora
- 060 Superconos de yesos del Río Aguas
- 081 Cueva de los APAS
- 083 Sima del Ciervo
- 084 Complejo GEP
- 085 Sistema de la Cueva del Agua de Sorbas
- 091 Icnitas de Los Giles
- 093 Minas de hierro de Pinar de Bédar
- 100 Lamproitas de Cabezo María

Mapa de situación de localidades de interés del entorno de Sorbas.

Junto a éstas se desarrollan otras formas singulares, como los túmulos, exclusivas del karst de Sorbas.

TÚMULOS



Desarrollo de túmulos, formas exclusivas del karst de Sorbas. J.M. Calaforra.

Ya en el interior del karst, el agua se filtra y disuelve la roca de yeso y arrastra los sedimentos finos, situados entre las capas de yeso. Se genera así una compleja red laberíntica de galerías intercomunicadas y superpuestas hasta en siete niveles: es el karst subterráneo. Los sistemas kársticos más importantes son: el Sistema Covadura, La Cueva del Yeso, La Cueva del Tesoro y la Cueva del Agua.



Las salas se forman por disolución y erosión de las paredes y la caída de los bloques. E.C.A.



El agua de lluvia penetra en el interior disolviendo el yeso. J. Les.



En el interior se desarrolla una compleja red de galerías. J. Les.



Al evaporarse el agua que gotea en las cavidades el yeso precipita formando espeleotemas. J. Les.

El agua, cuando circula por el interior de la roca, se satura en yeso que precipita originando pequeños cristales, son las cristalizaciones (espeleotemas), las parte más vistosa y colorista del universo subterráneo. Las salas y galerías del karst en yesos de Sorbas ofrecen un museo vivo de formas cristalinas en yeso: estalacticas y estalagmitas, columnas, cortinas, yesos coraloides, enrejados y bolas de yeso, anillos, y un sinfín de formas más.



"Corales". J. Les.



Anillos. J. Les.



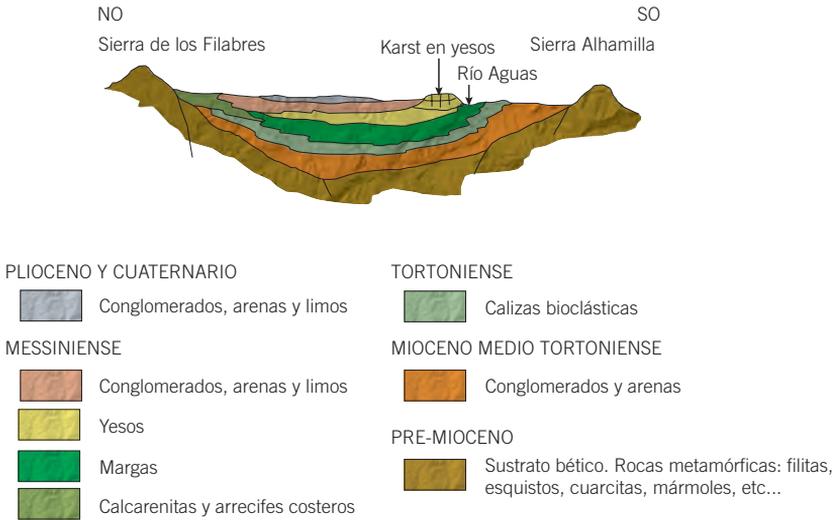
Bolas de yeso. J. M. Calaforra.



Humedal del río Aguas. A. Pérez.

Las aguas que se infiltran en el karst se regulan y se evacuan hacia el exterior a través de los manantiales. Uno de los más importantes, y que mantiene un caudal continuo, es el manantial de los Molinos, situado en el cañón del río Aguas. Este da origen a un humedal de gran valor ecológico, un verdadero oasis en este territorio desértico.

La escasa escorrentía superficial y la alta solubilidad de los yesos han favorecido la acción conjunta del modelado kárstico y fluvial. El Barranco del Infierno, la Cueva del Yeso y el cañón del río Aguas, son varios ejemplos de evolución fluvio-kárstica.



8.2.2. Sistema Covadura (075)

Esta cavidad cuenta con más de 4 km de galerías distribuidas en 6 niveles, alcanzado una profundidad de 120 metros. La formación y evolución de este sistema están controladas por factores de tipo hidrogeológico. El acuífero se compone de niveles de yesos de carácter permeable que alternan con niveles de margas de comportamiento impermeable. Cuando el nivel piezométrico alcanza una posición elevada, los niveles de yesos comienzan a disolverse, formando canales circulares. En cambio, cuando el nivel piezométrico desciende, las galerías quedan vacías y las aguas que se introducen en el medio subterráneo circulan a través de las fisuras de forma rápida, produciendo la erosión de los niveles margosos y la formación de los pozos naturales, que permiten la conexión de unas galerías con otras. El sistema es un ejemplo magnífico de karst interestratificado.



En el techo de estas galerías se pueden observar canales por donde circuló el agua en las etapas iniciales de formación de la cavidad. Juan García Sánchez, Espeleo-Club Almería.



Las galerías se distribuyen en niveles que llegan a alcanzar más de 100 m de profundidad. Para acceder a estas galerías se deben descender pozos verticales que van atravesando los distintos niveles (Sistema Covadura). Antonio Nieto, Espeleo-Club Almería.

► 8.2.3. Sistema de la Cueva del Agua (085)

La Cueva del Agua está catalogada como la cavidad con más recorrido (8 km de galerías) de Andalucía y la mayor en yesos de España. Representa un karst interestratificado, similar al desarrollado en el Sistema Covadura, aunque con algunas diferencias. En este sistema los procesos erosivos sobre los materiales margosos son más habituales que los procesos de disolución de las capas de yesos, dando como resultado galerías con secciones triangulares, distribuidas en varios niveles. El nivel más profundo es activo y permanece inundando, sifonando las galerías y formando grandes lagos subterráneos. Este nivel permite la salida del agua al exterior en una única descarga del sistema, dando origen al manantial de Las Viñicas (ejemplo de manantial epikárstico). Su caudal, en condiciones de sequía, es de 1 l/s, mientras que en épocas de lluvia puede llegar a superar los 1000 l/s. Se trata, pues, de un manantial cuyo funcionamiento es característico de un sistema kárstico; es decir, las variaciones en el caudal del manantial dependen de los cambios en las condiciones meteorológicas reinantes en el sector. El empleo de colorantes en las aguas ha permitido establecer el tiempo de permanencia de las mismas en el interior del sistema. Las experiencias llevadas a cabo indican que las aguas tardan en recorrer 1 km² horas en época de lluvia y 50 horas en época de sequía.



Galería de la Cueva del Agua. J. Les.



Espeleotemas yesíferos de la Cueva del Agua. J. Les.

► 8.2.4. Cueva del Tesoro (079)

La Cueva del Tesoro constituye otro de los enclaves significativos dentro de todo el complejo kárstico de Sorbas. Las 10 bocas de acceso son dolinas que se abren siguiendo la alineación (N160E) del cauce de un pequeño barranco, y representan las distintas capturas de la red hídrica superficial. Es, de nuevo, un karst interestratificado, en el cual las principales galerías se sitúan bajo un nivel margoso. En ellas son frecuentes grandes caos de bloques y conductos meandriformes. En unas de sus galerías, la llamada Galería de los Cristales, se encuentran cristales de yeso de un tamaño aproximado a los 2 metros. En la sala más grande de todo la cavidad, la Sala de los Bloques, se combinan formas constructivas (coladas, estalactitas, estalagmitas, etc) con importantes procesos de desplome de la bóveda. El nivel más profundo de la cavidad es activo, ya que por él circula un pequeño curso subterráneo de carácter esporádico. Su salida al exterior del sistema ha originado un manantial epikárstico, el manantial del Tesoro.

La cavidad destaca también por su interés arqueológico, ya que en ella se han encontrado importantes restos de un hábitat troglodita de edad Calcolítico.

Tiene también interés biológico, ya que alberga endemismos y artrópodofauna cavernícola de interés.



*Cristales de Yeso en la cueva del Tesoro.
J. García, Archivo E. C. A.*

► 8.2.5. Serie estratigráfica del Molino del río Aguas (072)

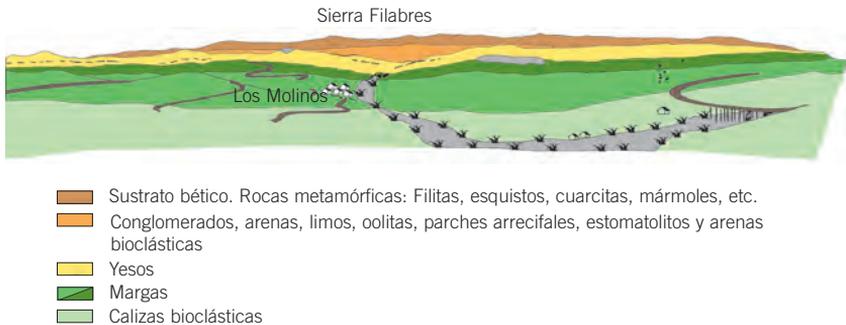
El sector del Molino del río Aguas acoge el registro sedimentario pelágico del Messiniense más completo y representativo del Mediterráneo occidental. Los yesos, formados hace unos 5,5 Ma, durante el Messiniense, son depósitos acumulados durante el proceso de desecación del mar Mediterráneo.

La panorámica que se tiene desde el Molino del río Aguas permite observar la relación entre las unidades pre-evaporíticas y la unidad de yeso.

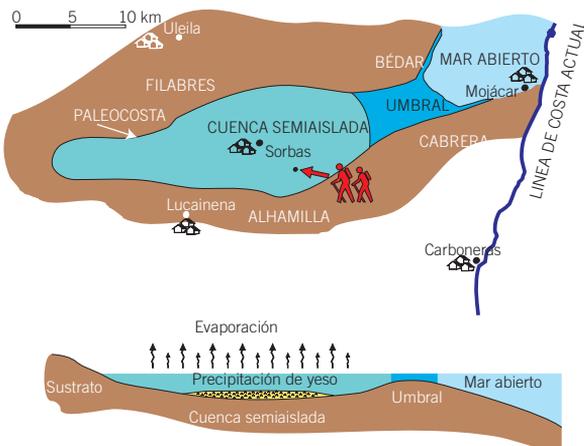
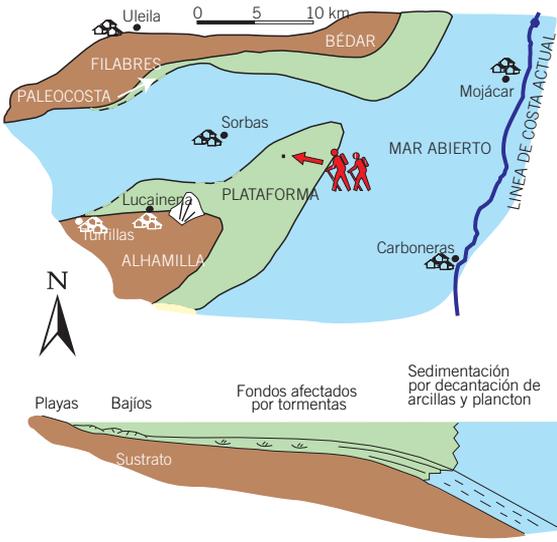
Las unidades pre-evaporíticas (acumuladas antes de los yesos) comienzan con un nivel de calizas bioclásticas formadas en las plataformas marinas someras de poca profundidad que rodeaban los relieves emergidos (sierras de los Filabres, Bédar y Alhamilla), hace unos 7 Ma. En las zonas más profundas de la cuenca, se depositaban, al mismo tiempo, margas grises formadas por arcillas procedentes del desmantelamiento de las tierras emergidas y restos de microorganismos planctónicos. Sobre ellas descansan margas de color beige. Sobre estas, se deposita la unidad de yesos que se formó cuando la elevación tectónica de la cordillera Bético-Rifeña produjo la desconexión del océano Atlántico y el mar Mediterráneo, produciéndose la desecación de este último. Potentes niveles de yesos y sal se formaron en las zonas más profundas de la cuenca Mediterránea.

En la cuenca de Sorbas también se produjo la formación de yesos. Ambas formaciones no tuvieron lugar al mismo tiempo, siendo los yesos de Sorbas más tardíos, ya que probablemente se acumularon tras una nueva invasión de aguas mari-

PANORÁMICA DE LA SECCIÓN DEL MOLINO DEL RÍO AGUAS
(Tomada de Mather et al., 2001)



EVOLUCIÓN PALEOGRÁFICA DE LA CUENCA DE SORBAS DURANTE EL MESSINIENSIS (7,1 - 5,3 Ma)
 (Tomada de Juan C. Braga y José M. Martín Martín)





Vista general de la sección del río Aguas. Juan Carlos Braga Alarcón y José M. Martín Martín.

nas de origen atlántico. Los yesos de Sorbas se depositaron en una cuenca de carácter restringido, cerrada por el oeste y desconectada del mar abierto mediante un umbral submarino originado con el levantamiento de Sierra Cabrera. La potencia de la secuencia evaporítica es de unos 120 metros, en los cuales los bancos de yesos alcanzan espesores de más de 20 metros. Dentro de éstos, se puede observar determinadas formas de crecimiento de los cristales de yeso: conos de nucleación, empalizadas y superconos.

► 8.2.6. Superconos de yeso del río Aguas (060)

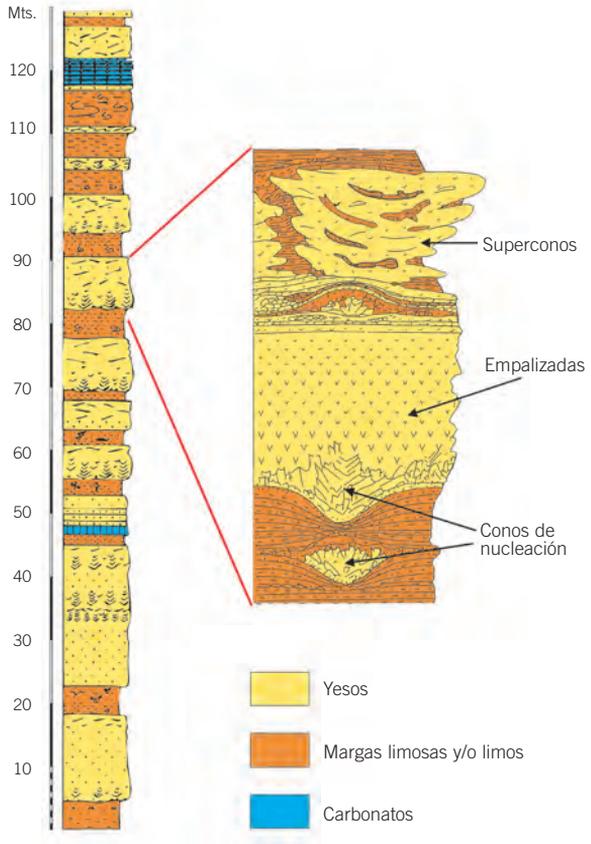
Los superconos de yeso constituyen una estructura de crecimiento muy espectacular de aspecto arborescente (con una morfología en coliflor). Se originan en una cuenca aislada, de escasa profundidad y aguas hipersalinas (la concentración de sales disueltas en las aguas es al menos cuatro veces superior a la del agua marina normal). Bajo estas condiciones, en el fondo de la cuenca comienza a precipitar el yeso (de variedad selenita, que es la presente en la cuenca de Sorbas) en conos invertidos (ápice hacia abajo), distribuidos de forma dispersa (conos de nucleación). Si las condiciones permanecen los cristales de yeso crecen en la vertical formando una empalizada de varios metros de altura. Los conos de cristales de grandes dimensiones se conocen como superconos. Entre los grandes cristales se observan lentejones de margas y limos, que indican sedimentación terrígena.



Superconos de yeso, en el río Aguas. Juan Carlos Braga Alarcón y José M. Martín Martín.

COLUMNA
ESTRATIGRÁFICA
DE LA SECUENCIA
EVAPORÍTICA
DE SORBAS
Y ESTRUCTURA
DE DETALLE DE
LOS BANCOS DE
YESO A TECHO
DE LA SERIE

Tomada de Dronkert, 1976



8.2.7. Arrecife de Cariatiz (063)

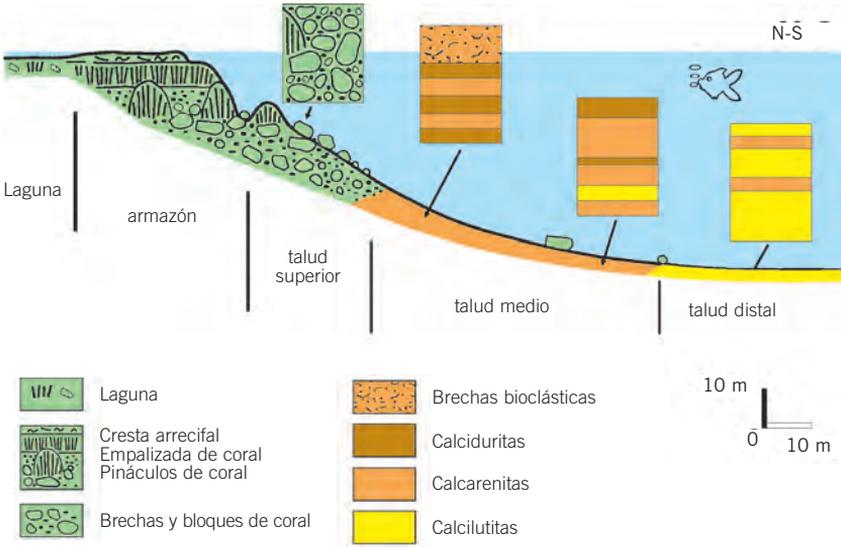
El arrecife de Cariatiz es uno de los mejores ejemplos de arrecife fósil de la cuenca Mediterránea. Uno de los mejores afloramientos se observa en el margen izquierdo del Barranco de los Castaños, donde puede verse una espectacular plataforma arrecifal formada hace unos 6 Ma (en el Messiniense inferior). En ella se acumularon los esqueletos de corales y otros organismos



Arrecife de Cariatiz. Juan Carlos Braga Alarcón y José M. Martín Martín.

mos (algas calcáreas, moluscos, gusanos serpúlidos, etc.). Los corales (constituidos por *Porites*) formaron franjas de arrecifes costeros alrededor de los relieves emergidos en aquella época en este caso la Sierra de los Filabres. Del arrecife hacia tierra se instaló una laguna en la que vivían corales y otros organismos, mientras que hacía el mar, el arrecife originó un talud en el que se acumularon los derrubios procedentes de la destrucción del mismo. Entre estos depósitos caóticos, crecieron otro tipo de organismos (algas verdes calcáreas –Halimedas– bivalvos).

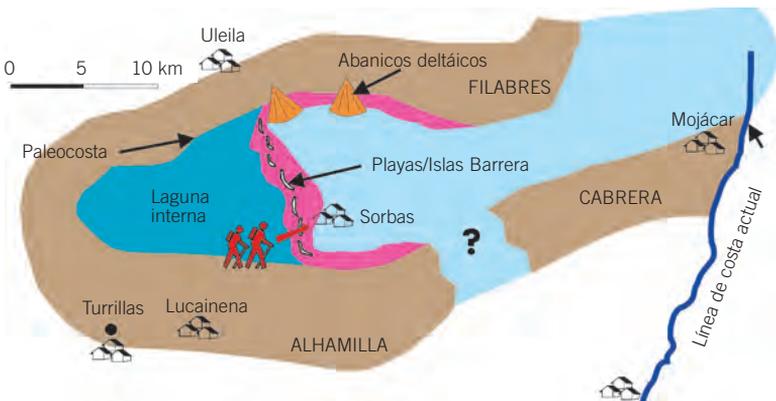
ESQUEMA DE UNA FASE DE CRECIMIENTO DEL ARRECIFE
(Tomado de Braga J.C. y Martín, J.M., 1996)



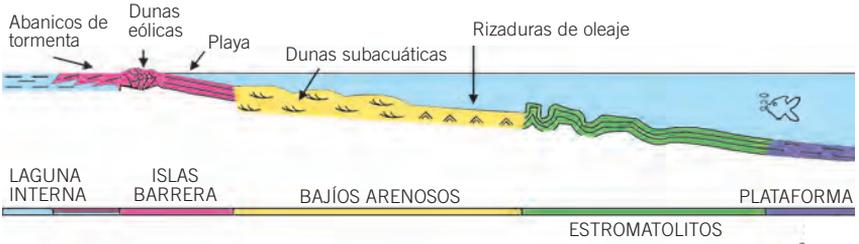
8.2.8. Playas fósiles de Sorbas (057)

Las arenas y limos visibles en este afloramiento son sedimentos de playa depositados hace unos 5,4 Ma (en el Messiniense terminal). Estos materiales se formaron en el interior de una bahía, de trazado este-oeste y abierta hacia el este. Un sistema de islas barrera cruzaba la bahía de norte a sur, a la altura de donde se sitúa hoy en día el propio pueblo de Sorbas, aislando una laguna somera en su parte más interna (hacia el oeste).

PALEOGEOGRAFÍA DE LAS PLAYAS DE SORBAS
(Tomado de Braga J.C. y Martín, J.M., 1996)



PALEOGEOGRAFÍA DE LAS PLAYAS DE SORBAS
 (Tomado de Braga J.C. y Martín, J.M., 2000)

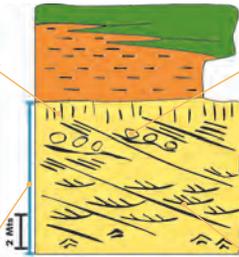


Los distintos tipos de sedimentos y sus interrelaciones permiten definir un modelo en el que se observan diferentes medios sedimentarios: a) laguna interna (limos y arcillas laminados); b) islas barrera (cordones arenosos, en los que se diferencian tres subzonas: abanicos de tormentas, dunas eólicas y playas); c) bajíos arenosos (dunas de arena); y, d) plataforma (limos). En este sector los sedimentos observados son esencialmente los pertenecientes al conjunto laguna/isla barrera. Sobre ellos, se sitúan discordantemente conglomerados rojos mucho más modernos (Plioceno-Cuaternario).

DETALLE DE LA ESTRUCTURA OBSERVADA
 (Tomada de Roep et al., 1979)



Bioturbaciones (huellas fósiles de la actividad biológica) de cangrejos y raíces en la parte emergida de la playa



Cantos de "roca de playa"



Bancos correspondientes a los niveles de playa inclinándose hacia el sureste

- Abanicos de tormentas
- Bioturbación
- Rocas de playa
- Limos y arcillas lagunares
- Laminación paralela de bajo ángulo
- Estratificación cruzada en artesa
- Rizaduras de oleaje



Detalle de las estratificaciones cruzadas en artesa y rizaduras en la parte sumergida de la playa, producidas por el movimiento del oleaje

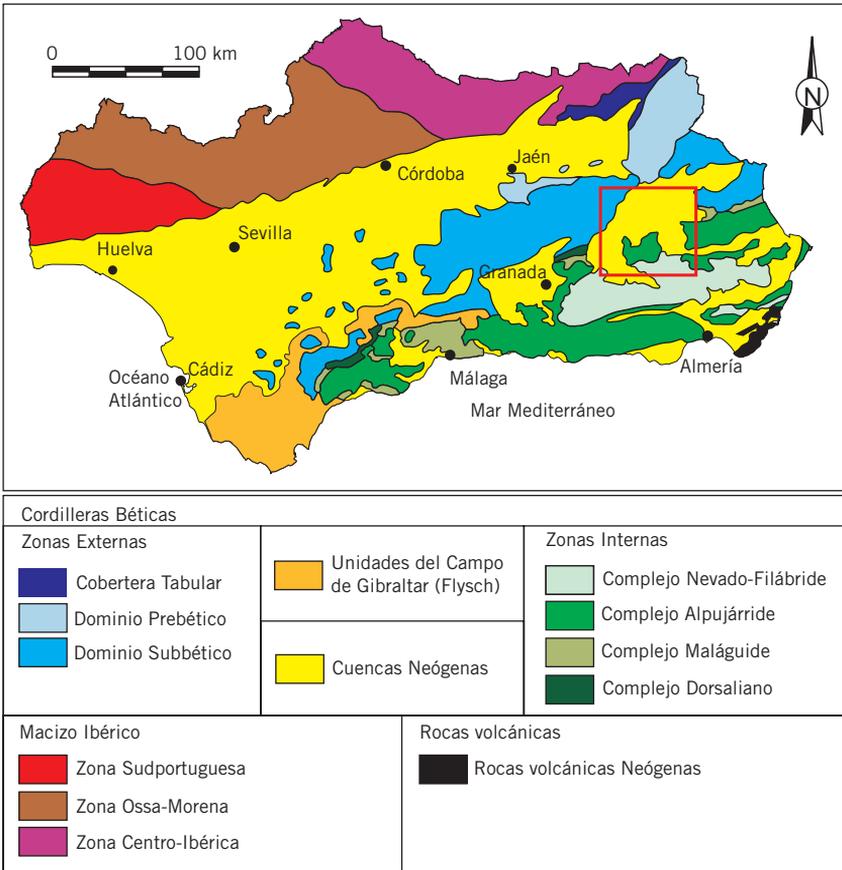
Capítulo 9



Cuenca de Guadix-Baza



9.1. Contexto geológico



Mapa de situación y principales unidades geológicas de la cuenca de Guadix-Baza.

La depresión de Guadix-Baza es una cuenca intramontañosa situada en el contacto entre las Zonas Externas (margen norte) y las Zonas Internas (margen sur) de la Cordillera Bética. La cuenca limita al norte con las Sierras de la Sagra, Castril y el Pozo (Cazorla), al oeste con los relieves de los Montes Orientales de Granada y Sierra Arana, con el macizo de Sierra Nevada y Sierra de Baza por el sur, y las Sierras de Orce y María por el este. Estas cuencas rodeadas por grandes relieves constituyen zonas deprimidas, de ahí que se denominen, también, con el término de “hoya” (Hoya de Guadix y Hoya de Baza).



Hoya de Guadix. Miguel Villalobos.

La historia geológica de la cuenca de Guadix-Baza, como cuenca sedimentaria individualizada, se remonta al Mioceno superior. En este periodo tenía una morfología elongada en dirección NE-SO, que estaba inundada por el mar, en la que se acumularon sedimentos marinos. Los depósitos marinos son de edad Tortonense superior, hace unos 8 Ma. Posteriormente, la cuenca quedó aislada del mar y se rellenó con una sucesión continental, de 500 metros de espesor, que se inicia con sedimentos del Turoliense superior (hace unos 7 Ma) y continúa hasta el Pleistoceno superior (hace unos 100.000 años). Este cambio en la sedimentación coincide con el inicio de la actividad de un sistema de fallas de desgarre (Falla del Negrátin), de dirección NE-SO. Al mismo tiempo que se acumulan los sedimentos, la falla continuó activa y es la causante de que en el Villafranquiense la cuenca se subdividiera en dos subcuencas, separadas por un alto topográfico: la subcuenca de Guadix, al NE y la subcuenca de Baza, al SO. A partir de este momento, se produce una diferenciación en la naturaleza de los sedimentos que se forman en cada una de ellas. En la subcuenca de Guadix se depositan preferentemente sedimentos detríticos, conglomerados y arenas, en ambientes de abanicos aluviales y fluviales y abanicos deltaicos, cuya fuente de alimentación eran los relieves circundantes (Zonas Externas e Internas); mientras que en la subcuenca de Baza, predominan los sedimentos finos, arcillas, calizas y yesos (de precipitación química) formados en medios lacustres. La coloración de cada uno de estos depósitos, rojizos en la subcuenca de Guadix, y blanquecinos en Baza, es un aspecto, entre otros, que permite identificarlos. De todo este registro sedimentario, los depósitos a destacar son las formaciones lacustres (margas, calizas y evaporitas) acumuladas durante el Pleistoceno (entre 1.800.000 y 100.000 años), ya que albergan yacimientos de interés paleontológico y arqueológico.



Depósitos rojizos (principalmente fluviales) típicos de la subcuenca de Guadix. Miguel Villalobos.



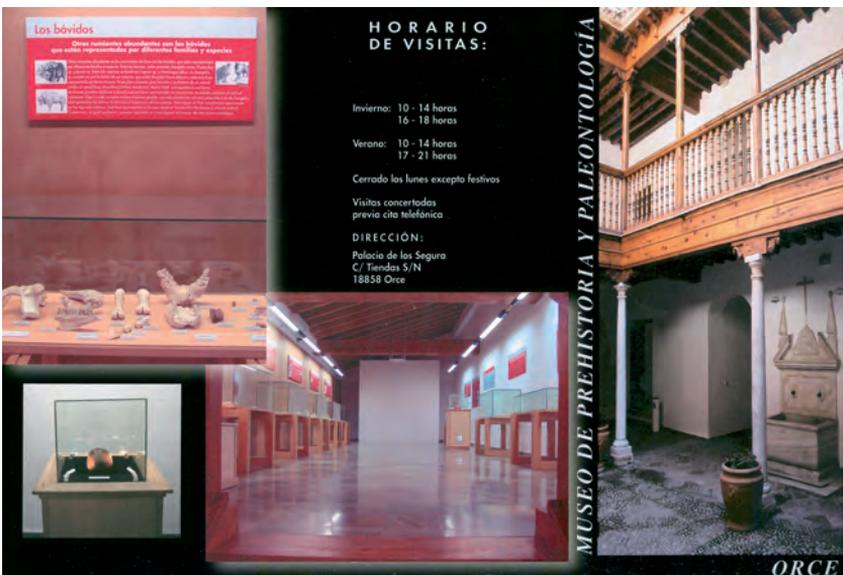
Depósitos de coloración blanquecina (principalmente lacustres) de la subcuenca de Baza. Miguel Villalobos.

Una amplia variedad de datos paleontológicos, arqueológicos, paleoecológicos, etc., ha permitido hacer reconstrucciones paleoambientales de estas cuencas. El paisaje que se desarrolló en las subcuencas de Guadix y Baza tuvo que ser parecido a las actuales sabanas africanas. La extensa depresión de Baza fue ocupada por un amplio lago, de carácter efímero, de aguas poco profundas, alrededor del cual creció una cobertera vegetal. El lago y su entorno eran una fuente importante de alimento y agua para todos los seres vivos que habitaban en el paraje. Alrededor vivían grandes herbívoros (rinocerontes, elefantes, hipopótamos, etc.), que se alimentaban de la vegetación de ribera, y atraían a grandes carnívoros (hienas, tigres de dientes de sable, perros salvajes, etc.). Entre todos ellos vivían los homínidos, que también se acercaban a este lugar con el fin de cubrir sus necesidades.



Señalización empleada en las rutas marcadas por la subcuenca de Guadix. Miguel Villalobos.

Los yacimientos paleontológicos y arqueológicos que encontramos en la cuenca de Guadix-Baza son de dos tipos. El primero de ellos consiste en niveles con restos fósiles que están incluidos en los sedimentos del relleno de la depresión, como son los yacimientos de la Solana del Zamborino o Fonelas, ambos en la subcuenca de Guadix, y los yacimientos de Venta Micena, Barranco León y Fuente Nueva, en el sector de Orce, ubicado en la subcuenca de Baza. Gran parte de los restos encontrados en estos yacimientos son expuestos en el Museo de Prehistoria y Paleontología de Orce, situado en el mismo pueblo.



Instalaciones y tríptico informativo del Museo de Prehistoria y Paleontología de Orce. Fotografía cedida por el Museo de Orce

El segundo grupo está formado por abrigos, que son refugios o cuevas desarrollados en las paredes de los relieves, generalmente de naturaleza caliza, que bordean la cuenca, como es el caso de Cueva Horá. En muchos de estos yacimientos, los restos fósiles están acompañados de restos arqueológicos (industrias líticas, enterramientos, etc.) testimonio de la actividad humana.



Entrada a un enterramiento subterráneo. Miguel Villalobos.

► 9.2. Localidades de interés

► 9.2.1. Yacimiento de Venta Micena (333)

Venta Micena es un yacimiento paleontológico localizado en la subcuenca de Baza, que geográficamente se sitúa en la comarca de Orce. Desde el punto de vista geológico, el relleno sedimentario de este sector durante el Pleistoceno consistió en depósitos detríticos de tamaño de grano fino y depósitos carbonatados de origen lacustre. En los niveles carbonatados, concretamente en un nivel de calizas, es donde se hallan los restos fósiles. Su interés radica, en primer lugar, en la elevada concentración de restos óseos y, en segundo, en la excelente conservación de los mismos. Éstos fósiles permiten describir una asociación faunística muy diversa, formada por numerosos vertebrados, entre los que destacan osos, perros, zorros, panteras, hienas, caballos, elefantes y ciervos, junto con roedores, conejos y liebres, además de los restos del controvertido homínido. Un grupo de invertebrados completa la asociación, formada por moluscos (bivalvos y gasterópodos). La litología, y las condiciones paleoambientales que se interpretan de los propios organismos, nos indican un medio cercano al gran lago que ocupaba la subcuenca de Baza. Las condiciones ambientales y un rápido depósito de los sedimentos favorecieron la alta concentración y excelente conservación de los restos fósiles.

Los métodos de datación absolutos sobre los restos fósiles hallados en el yacimiento, indican una edad de 983 ± 58 Ka, es decir, parte alta del Pleistoceno inferior.

Venta Micena



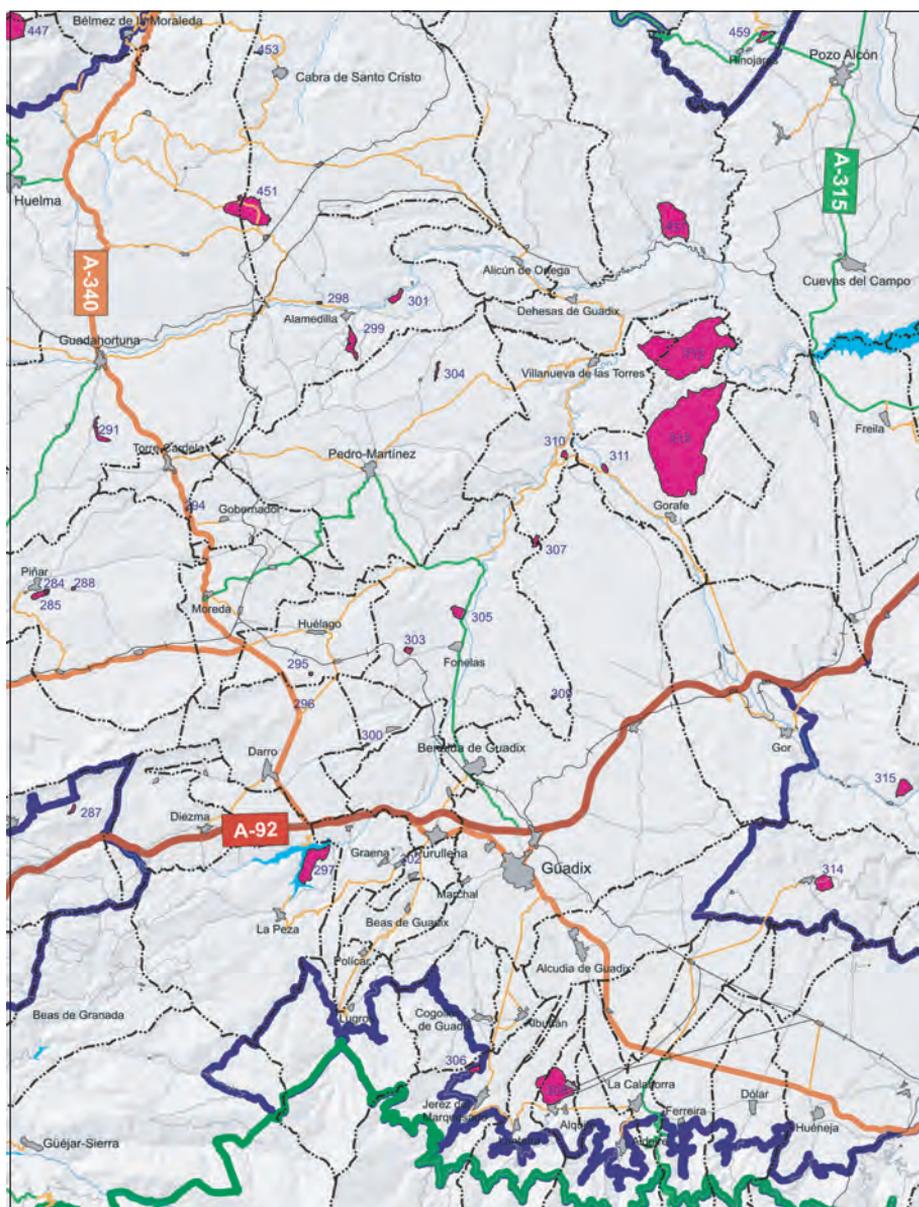
Comarca de Orce. Miguel Villalobos.



Área de excavación del yacimiento de Venta Micena. Miguel Villalobos.



Detalle del área excavada de Venta Micena. Inmaculada Jimenez Terrón.



Espacios Naturales Protegidos

- Parque Nacional
- Parque Natural
- Monumento Natural

Infraestructuras viarias

- Autopistas y autovías
- Carretera de 1^{er} orden
- Comarcal
- Local
- Caminos, pistas particulares

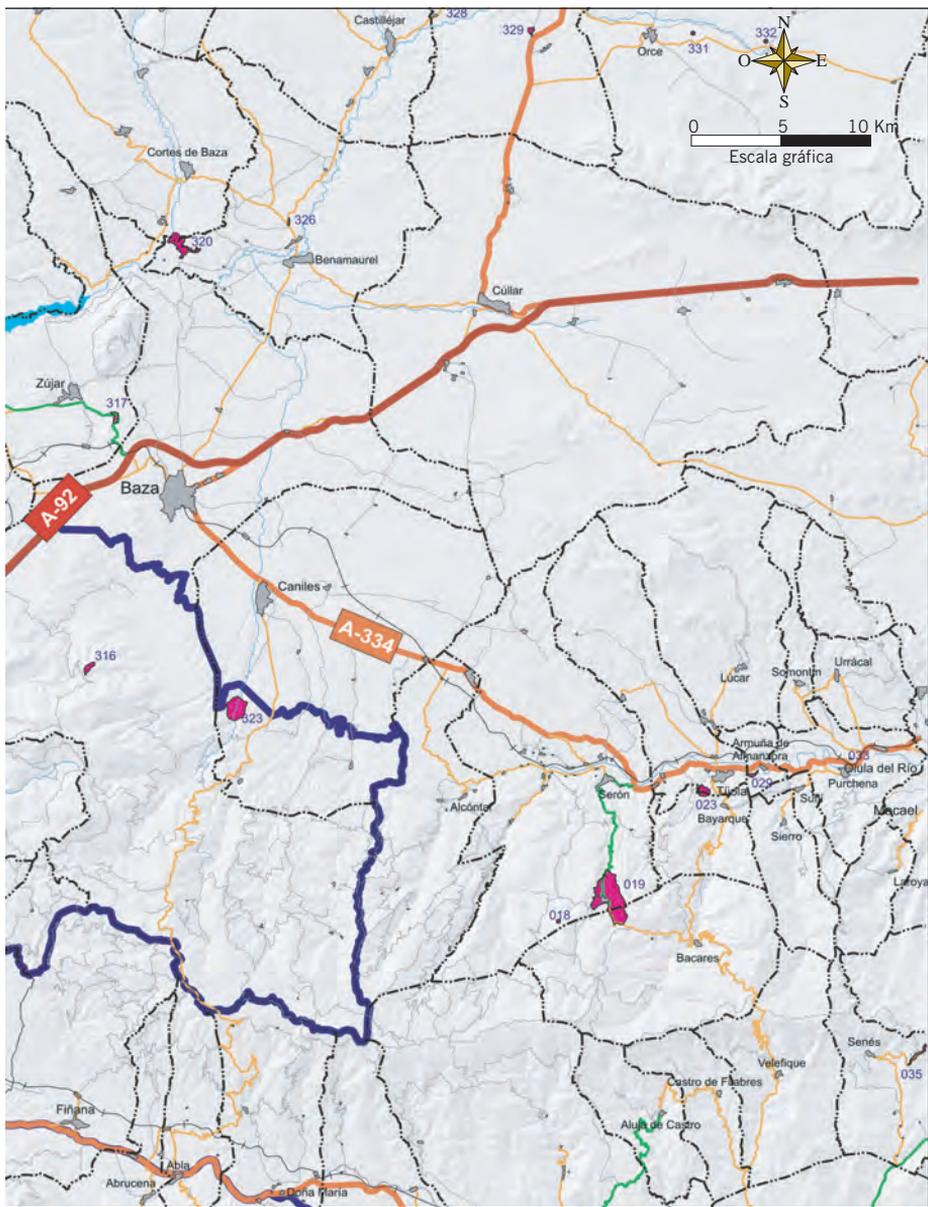
Otras

- Red fluvial
- Términos municipales

Localidades inventariadas

Código Denominación

- 018 Cueva Larga de Bacares
- 019 Minas de hierro de las Menas
- 023 La Cerrá de Tija
- 029 Pavimentos algales de Armuña del Río Almazora
- 033 Arrecife tortoniense de Purchena
- 284 Cueva de la Carihuela
- 285 Cueva de las Ventanas
- 287 Serie Triásico/Jurásico inferior de Collado Rojo
- 288 Cueva de Pagarrecio
- 291 Serie Oligoceno-Mioceno del Navazuelo
- 294 Serie Eoceno superior-Oligoceno de Torrecardela
- 295 Cueva Horá
- 296 Yacimiento kárstico de Darro
- 297 Serie Miocena del Cerro Molicias
- 298 Lavas almohadilladas de Alamedilla



- 299 Serie Cretácico superior-Eoceno de Alamedilla
- 300 Fluviales de Belerda
- 301 Serie Jurásica de Cerro Méndez
- 302 Manantial de Graena
- 303 Yacimiento de Fonelas P-1
- 304 Serie Eoceno-Oligoceno de Fuente Caldera
- 305 Depósitos lacustres de Fonelas
- 306 Minas de cobre y plomo-plata de Santa Constanza
- 307 Glacis de Mesa de Bacaire
- 308 Minas de hierro del Marquesado
- 309 Yacimiento de Solana del Zamborino
- 310 Baños de Alicún
- 311 Discordancia de Gorafe
- 312 Badland del Negratín
- 313 Badland de Gorafe
- 314 Nevado-Filábride de Charches
- 315 Serie Triásica de la Solana de Madrid
- 316 Serie del Triásico superior de Santa Bárbara

- 317 Depósitos fluvio-lacustres de Zújar
- 320 Minas de azufre de Benamaurel
- 323 Serie del Mioceno de Bodurria
- 326 Yesos de Benamaurel
- 328 Sismitas de Castilléjar
- 329 Yesos de Galera
- 331 Yacimiento de Barranco León
- 332 Yacimiento Fuentenueva 3
- 333 Yacimiento de Venta Micena
- 455 Picos del Guadiana Menor
- 456 Falla de Tiscar
- 459 Abanico de capas en Hinojares
- 467 Cañón del Río Guadalentín
- 457 Badlands del Guadiana Menor
- 447 Karst de Sierra Mágina
- 453 Turbiditas calcáreas de Cabra de Santo Cristo
- 451 Serie volcano - sedimentaria del Cerro Cabeza

Mapa de situación de localidades de interés de la zona.

► 9.2.2. Yacimiento de Barranco León (331)

El yacimiento de Barranco León, ubicado en el barranco con este topónimo, al oeste de la población de Orce, comparte muchos aspectos con el de Venta Micena. Los restos óseos encontrados en ambos yacimientos presentan características y edades similares. No obstante, la diferencia está marcada por la presencia en Barranco León de gran cantidad de utensilios líticos hallados entre restos de huesos de hipopótamos, caballos y búfalos acuáticos. La concentración de fósiles y utensilios sugieren que han sido transportados por la acción de un río.



Perfil estratigráfico de excavación del yacimiento de Barranco León. Inmaculada Jiménez Terrón.

► 9.2.3. Yacimiento de Fuentenueva (332)

En la pedanía de Fuentenueva, en las proximidades de la cañada de Vélez, Orce, existe un conjunto de cinco excavaciones, conocidas como Fuentenueva 1, 2, 3, etc. De todo ellas, destaca el yacimiento de Fuentenueva-3, por presentar una ingente cantidad de restos paleontológicos y arqueológicos. En este caso, los fósiles más abundantes corresponden a fragmentos de grandes organismos herbívoros (elefantes, hipopótomos y rinocerontes) hallados en sedimentos depositados en el margen del lago. Su datación los sitúa en el Villaniense superior (Plioceno superior).



Área de excavación delimitada por vallas del yacimiento de Fuentenueva. Inmaculada Jiménez Terrón.



Detalle de la excavación del yacimiento. Inmaculada Jiménez Terrón.

► 9.2.4. Yacimiento de Fonelas (303)

El yacimiento de Fonelas está situado en las proximidades del pueblo de Fonelas, en la subcuenca de Guadix. Consiste en un nivel fosilífero incluido en una sucesión detrítica típica de ambientes fluviales. Este nivel acoge un

grupo de restos paleontológicos cuya riqueza y antigüedad lo sitúan al mismo nivel que el principal enclave europeo de estas características, que es el yacimiento de Dmanisi, en Georgia. Han sido hallados más de 350 fósiles pertenecientes a grandes mamíferos que habitaban por la zona hace unos 1,8 Ma. Entre todos los hallazgos encontrados, destacan un cráneo de un tigre de diente de sable, fragmentos de una extremidad de jirafa, y restos de hienas y de otros depredadores. Su estado de preservación es excelente.



*Perfil arqueológico del yacimiento de Fonelas.
Alfonso Arrivas Herrera.*

► 9.2.5. Yacimiento de la Solana del Zamborino (309)

La Solana del Zamborino, dentro del término municipal de Fonelas, se localiza en la subcuenca de Guadix. En ella se han encontrado restos paleontológicos y arqueológicos con edades comprendidas entre los 300.000 y 100.000 años. La excelente preservación de los mismos se debe a que están formando parte de una sucesión de estratos de limos y arcillas cubiertos



*Perfil estratigráfico del yacimiento de la Solana del Zamborino.
Inmaculada Jiménez Terrón.*

por un nivel de conglomerados y arenas de ambientes fluviales, característicos de los depósitos de la subcuenca de Guadix. Los restos encontrados pertenecen a grupos de grandes mamíferos (caballos, bóvidos, etc.) y micromamíferos (roedores, etc.).

► 9.2.6. Cueva Horá (295)

Cueva Horá representa un ejemplo de yacimiento en abrigo reciente de la subcuenca de Guadix. Consiste en una cavidad de origen kárstico desarrollada en las rocas calizas de Sierra Arana, relieve que bordea por el margen oeste la subcuenca. El interior de la cavidad alberga un registro sedimentario muy completo del Pleistoceno. De todo este conjunto hay que destacar varios niveles, en los que se han encontrado un fragmento de cráneo de homínido, datado del Pleistoceno medio (hace unos 100.000 años), y restos de fauna, sobre todo de micromamíferos (roedores).



Entrada a Cueva Horá. Inmaculada Jiménez Terrón.



Perfil arqueológico de la cueva. Inmaculada Jiménez Terrón.

► 9.2.7. Cueva de las Ventanas (285)



Cuevas de las Ventanas. Ayuntamiento de Piñar.

La Cueva de las Ventanas conforma un yacimiento de tipo abrigo. Está situada en los Montes Orientales, relieves que bordean la subcuenca de Guadix por el oeste. En su interior se encuentra un registro sedimentario que acoge restos arqueológicos fechados desde el Neolítico (4.500 años, a.C.) hasta la actualidad. Las primeras salas de la cavidad fueron utilizadas como lugar de habitación por los distintos pobladores de la zona, como atestiguan los restos neolíticos, de la Edad de los Metales, íberos, romanos y árabes. Muchas de estas comunidades también utilizaban las salas más profundas y oscuras como lugar de enterramiento. Al mismo tiempo, constituía un refugio para

diversas especies de animales, sobre todo de hienas y osos, en cuyo interior guardaban a sus propias presas (cubil de hienas). Actualmente, la Cueva de las Ventanas es un lugar turístico visitable. En su interior se han realizado una serie de reconstrucciones a tamaño natural que recrean las actividades y los hábitos de nuestros antepasados. Destacan la reproducción de un enterramiento neolítico, en que se aprecia el cadáver acompañado de algunos de sus objetos de ajuar (vasijas, pulseras, etc) y otra que representa un individuo pintando sobre la pared de la cueva. En las salas más profundas se ha simulado un cubil de hienas.

► 9.3. Otras localidades de interés

► 9.3.1. Modelado erosivo de la Cuenca de Guadix: Badland de Negratín (312), Badland de Gorafe (313) y Badland del Guadiana Menor (457)

La subcuenca de Guadix ha desarrollado uno de los modelados erosivos más espectaculares de Andalucía. Resalta el fuerte contraste que existe en su paisaje, con extensas llanuras que constituyen los altos topográficos y relieves de fuerte pendiente erosionados, formando los badlands.



Carcavas de la cuenca de Guadix. Miguel Villalobos.

El desarrollo de este modelado es relativamente reciente y está relacionado con la propia historia geológica de la subcuenca. Durante su etapa continental, la subcuenca presentaba un carácter endorreico, es decir, era una cuenca cerrada y aislada, en la cual la red fluvial no conectaba ni con la cuenca Mediterránea ni con la cuenca Atlántica sino que descargaba en lagos situados en su interior. En este contexto, particularmente en las zonas centrales de la cuenca, los sedimentos eran depositados en niveles horizontales o subhorizontales. En el Pleistoceno superior, la depresión fue capturada por la red de drenaje del Guadalquivir, iniciándose la salida de sus aguas hacia el océano Atlántico. Esto provocó la instalación de una densa red de drenaje que, junto con las características litológicas y las condiciones climáticas reinantes en el sector, favoreció el desarrollo de este espectacular sistema morfológico. Su evolución ha permitido la diferenciación de extensas llanuras, como los Llanos del Marquesado de Zenete, situadas en la zona de borde entre los relieves circundantes y la depresión. Estas superficies se denominan glacis y cuando aparecen aisladas forman las mesas. En los márgenes de los ríos se desarrollan terrazas fluviales, que son zonas de alta productividad, empleadas para la agricultura. Por último, en toda la extensión de la subcuenca, en las pendientes de la red de drenaje se genera una de las formas del paisaje más llamativas, los badlands, cuyo proceso de formación se ha comentado en el capítulo de desierto de Tabernas. La excavación producida por la red de drenaje permite, al mismo tiempo, ver el relleno sedimentario de la depresión y la relación entre las distintas unidades sedimentarias.



- Zonas emergidas
- Lago endorreico
- Zonas inundadas por el mar
- Áreas fluviales y palustres

Hace 8 Millones de años



Hace 5 Millones de años



Actualidad



Discordancia entre las rocas mesozoicas, paleógenas, verticales, y los sedimentos continentales horizontales. Miguel Villalobos.



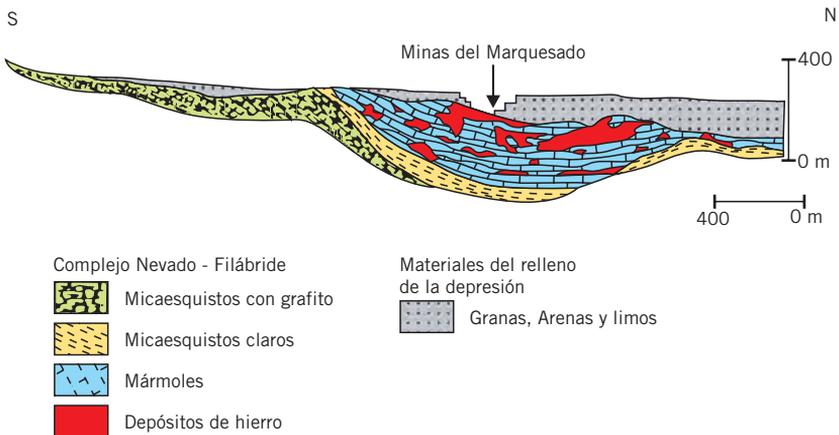
Vista aérea del badland del sector de Negrafin. Miguel Villalobos.

► 9.3.2. Minas del Marquesado (308)

La zona del Marquesado está situada al sur de la depresión de Guadix-Baza. Los depósitos de hierro explotados en las minas de Alquife están incluidos en rocas del Complejo Nevado-Filábride de las Zonas Internas de la Cordillera Bética, las cuales están cubiertas por los materiales detríticos que rellenan la depresión.

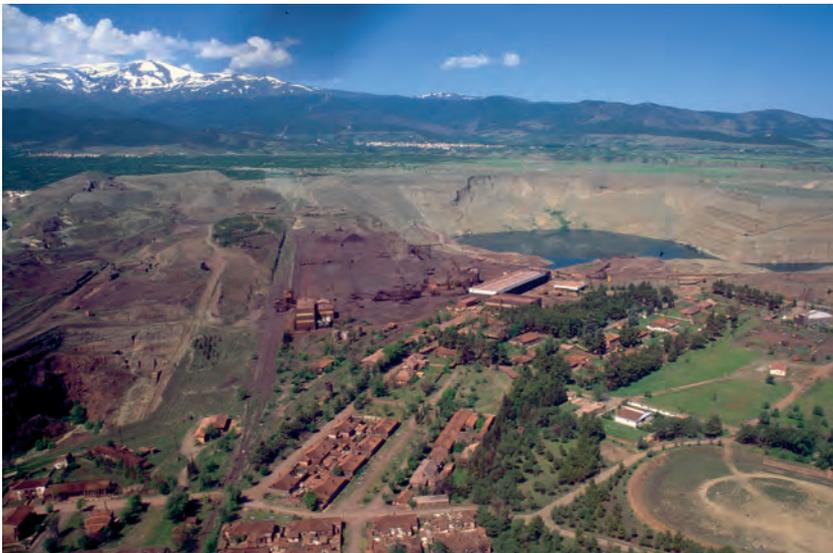
Las depósitos de hierro de las minas de Alquife son el producto de una compleja historia, que puede resumirse en tres fases. En la primera, el hierro se acumula en ambientes sedimentarios formando parte de facies diferentes (carbonatos, óxidos y magnetita+pirita), constituyendo los depósitos de hierro primarios. En una segunda fase, estos sedimentos comienzan a sufrir determinados procesos (reducción, remplazamientos, etc.), dando origen a distintos minerales de hierro relacionados con las facies primarias, como hematites y magnetita (facies de óxidos), siderita (facies carbonatadas) y magnetita+pirita (facies de magnetita+pirita). Finalmente, en la tercera fase, estas mineralizaciones fueron sometidas a deformaciones, metamorfismo y recristalizaciones, que dan origen a los minerales de hierro secundarios (hematites, magnetita, siderita y magnetita+pirita). Estas mineralizaciones finalmente sufrieron procesos de meteorización.

CORTE GEOLÓGICO DE LAS MINAS DEL MARQUESADO
(Tomado de Torres - Ruiz, J., 1983)



La historia minera del distrito del Marquesado es muy antigua. Fueron los romanos los primeros en explotar los distintos yacimientos minerales situados en la depresión de Guadix. Posteriormente, otros pueblos, visigodos y árabes principalmente, han aprovechado estos recursos. La historia minera más reciente, y de la que se tiene constancia, se inicia 1923, cuando una empresa inglesa, The Alquife Mines and Railway C. Ltd, se convertía en la única propietaria de las minas de Alquife. En los primeros años, sus investigaciones estaban centradas en la búsqueda de reservas. Al mismo tiempo comenzó la explotación subterránea del yacimiento y, con ello, la construcción del embarcadero de Almería, con el fin de comercializar el hierro. Esta compañía inglesa trabajó hasta 1929, año en que vendió las concesiones a la Compañía

Andaluz de Minas, S.A. Esta última incorporó nuevas instalaciones, sobre todo destinadas al tratamiento del mineral, con el fin de incrementar su explotación. Llegó en el año 1967 a alcanzar el millón de toneladas de hierro en un año, convirtiéndose así en la mina de mayor producción de hierro de España y en una de las más importantes de Europa.



Vista aérea de las instalaciones del complejo minero de Alquífer. Miguel Villalobos.

Hasta hace relativamente pocos años, la misma compañía ha seguido explotando el yacimiento, aunque actualmente la actividad está paralizada, debido a su escasa rentabilidad.

La metodología de explotación consistió en el desmonte de los materiales de relleno de la depresión hasta alcanzar el substrato calizo, que es donde se encuentran las concentraciones de hierro. Los bancos carbonatados eran explotados, mediante voladura, formando cortas horizontales. La fracción mineral una vez separada, era depositada en la planta de tratamiento. Obtenido el mineral vendible, era transportado mediante una línea de ferrocarril (RENFE) hasta el embarcadero de Almería, desde donde partía para su posterior comercialización.

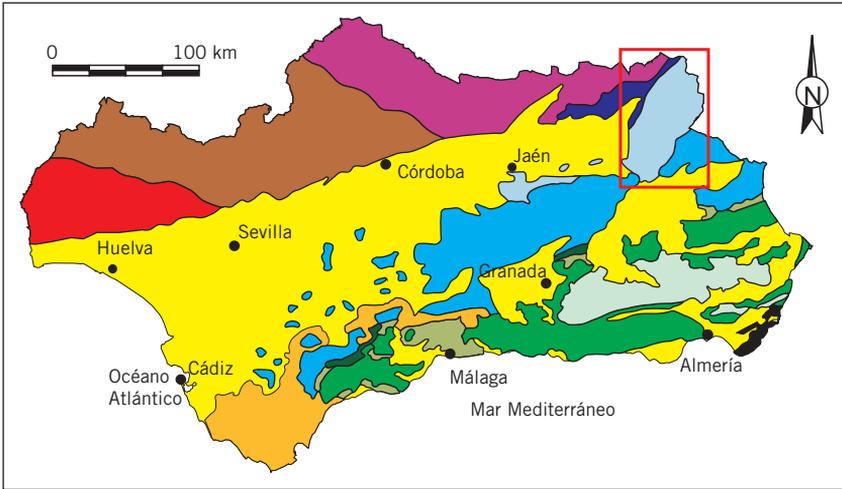
Capítulo 10



**Sierras de Cazorla,
Segura y las Villas
y Sierra de Castril**



10.1 Contexto geológico



Cordilleras Béticas		
Zonas Externas		Zonas Internas
Cobertera Tabular	Unidades del Campo de Gibraltar (Flysch)	Complejo Nevado-Filábride
Dominio Prebético	Cuencas Neógenas	Complejo Alpujárride
Dominio Subbético		Complejo Maláguide
Macizo Ibérico		Rocas volcánicas
Zona Sudportuguesa		Rocas volcánicas Neógenas
Zona Ossa-Morena		
Zona Centro-Ibérica		

Mapa de situación y principales unidades geológicas de las Sierras de Cazorla, Segura, las Villas y Sierra de Castril.

Los paisajes montañosos de las sierras de Segura, Cazorla y Castril ostentan, en el mosaico de la geodiversidad andaluza, la mejor representación de los relieves que conforman el Dominio Prebético de las Zonas Externas de la Cordillera Bética. Las Zonas Externas están constituidas por materiales mesozoicos y terciarios, principalmente carbonatados, depositados en un extenso mar ubicado al sureste del Macizo Ibérico (Placa Ibérica). Durante la Orogenia Alpina, el empuje de las Zonas Internas (microplaca de Alborán) hacia el noroeste hizo que se plegaran y se fracturasen, para luego levantarse hasta emerger. Los diferentes Dominios que se identifican en las Zonas Externas corresponden a antiguos contextos paleogeográficos, siendo el Prebético el más somero y próximo a la línea de costa del borde del emergido Macizo Ibérico.

El Dominio Prebético está definido, así, por un conjunto de rocas sedimentarias, formadas sobre el zócalo ibérico, de carácter marino somero o continental. La edad de estas rocas abarca desde el inicio del Mesozoico (hace

unos 250 millones de años) hasta el Mioceno superior (hace unos 10 millones de años). Dentro del Prebético, diferentes contextos paleogeográficos hacen posible distinguir un Prebético Externo, de carácter más somero (Sierra de Cazorla) y un Prebético Interno, con rocas derivadas de depósitos de mayor profundidad (Sierras de Segura y de Castril). En general, dominan las rocas carbonatadas, calizas y dolomías, con una gran riqueza en fósiles, con intercalaciones de margas y de niveles detríticos, principalmente arenas.

La llamada Cobertera Tabular corresponde a una zona más externa que el Prebético Externo. Está compuesta por materiales terrígenos triásicos, depositados en ambientes continentales (fluviales y lacustres), y carbonatos jurásicos depositados en medios marinos muy someros en el borde del Macizo Ibérico. Ha sido una zona estable, en la que las rocas no han sido deformadas por la Orogenia Alpina. Sobre estos materiales cabalgan las unidades del Dominio Prebético Externo.



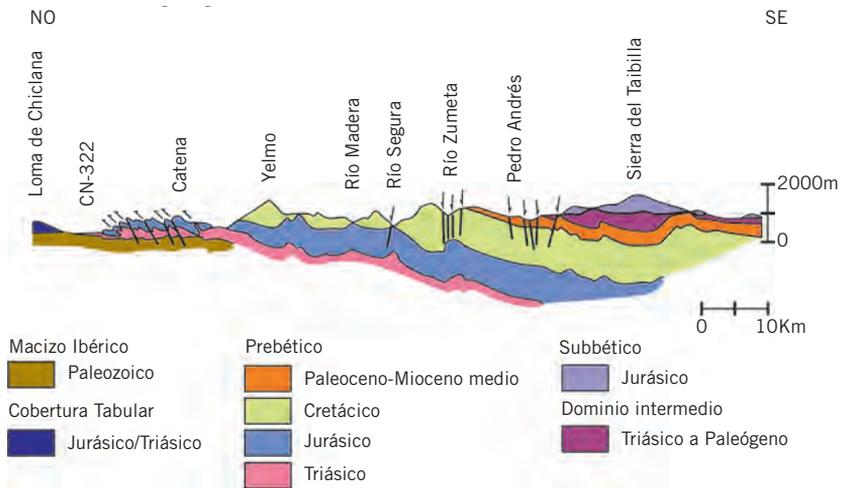
Rocas carbonatadas cretácicas en la Sierra de Cazorla. Miguel Villalobos.

10.2 Sistemas morfodinámicos, formas y procesos de interés

El paisaje prebético está condicionado por la influencia de dos importantes sistemas morfodinámicos, el tectónico o estructural y el kárstico.

Una de las principales características del relieve prebético es su estilo estructural. En el Dominio Prebético Externo, se produce una peculiar estructura en escamas vergentes hacia el norte, hacia el antiguo continente ibérico, que descansan sobre los materiales de la Cobertera Tabular. El Prebético Interno es una extensa unidad plegada, con anticlinales y sinclinales de dirección OSO-ENE y vergencias al NO.

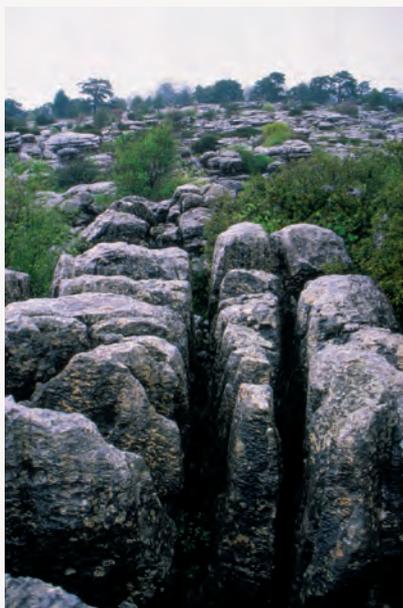
CORTE GEOLÓGICO DEL SECTOR CENTRAL DEL DOMINIO PREBÉTICO
(Platt et al., 2003)



Las primeras etapas de deformación de la Orogenia Alpina comienzan hace unos 8 a 6 Ma, en el Mioceno superior. La actividad tectónica provoca el despegue de la cobertera de rocas sedimentarias respecto al zócalo ibérico, fenómeno denominado “tectónica de cobertera”. Bajo esfuerzos compresivos y tomando como nivel de despegue los materiales triásicos (arcillas y evaporitas), las unidades sedimentarias, originalmente dispuestas horizontalmente, comienzan a plegarse. Dado que el proceso compresivo no cesa, las rocas sobrepasan su grado de resistencia llegando a fracturarse, creando juegos de fallas inversas o cabalgamientos. Esto provoca el desplazamiento de las unidades sedimentarias (unidades alóctonas) y la superposición de las mismas (escamas), produciendo el acortamiento de espacio ocupado por dichas unidades en la horizontal, y un engrosamiento en la vertical. Posteriormente, se producen esfuerzos distensivos que van a dar lugar a juegos de fracturas normales que afectan a todas las estructuras anteriores, y que están relacionados con alineaciones de diapiros y con el levantamiento de la zona.



Polje de la Cañada de la Cruz. Miguel Villalobos.



Lapiaz de Cagasebo. Miguel Villalobos.



Galería de los niveles en el complejo del Arroyo de la Rambla (PB-4). Manuel González Ríos.

Junto a la influencia de la tectónica en los grandes rasgos del paisaje prebético, el otro gran agente morfodinámico de estos relieves es el agua, y más concretamente su acción sobre las interminables extensiones de rocas carbonatadas. Esta acción ha terminado por generar espectaculares paisajes kársticos, superficiales y subterráneos, con los que se relacionan surgencias que dan origen al nacimiento de ríos tan significativos como el Segura, el Castriil y el propio Guadalquivir.

► 10.3 Localidades de interés

► 10.3.1. Falla de Tíscar (456)

La Falla de Tíscar es un accidente tectónico que bordea la Sierra de Quesada por el este, cuyo plano de fractura puede observarse en la carretera de Quesada a Pozo Alcón. La falla, que ha cortado el extremo sur de la Sierra de Cazorla, ha producido el desplazamiento del bloque meridional unos 8 km en dirección NO. La actividad y magnitud de esta falla se puede observar en la orografía de la zona, ya que los relieves meridionales de la Sierra de Cazorla, que antes de la actuación de la falla se situaban al sur del puerto y el santuario de Tíscar, fueron desplazados hasta la posición actual de la población de Quesada (Sierra de Quesada). La falla se produjo durante el Mioceno debido a los esfuerzos compresivos que tuvieron lugar durante la formación la Cordillera Bética.

En la zona de Tíscar destacan otros lugares de gran interés cultural como es el Santuario de Nuestra Señora de Tíscar, la Atalaya y el Castillo de Tíscar, todos ellos ocupando las cotas topográficas más elevadas, o la Cueva del Agua.



Escarpe morfológico del plano de la falla de Tíscar. Miguel Villalobos.



Cueva del Agua. Miguel Villalobos.

► 10.3.2. Los pliegues del río Borosa (469)

El curso del río Borosa, desde su nacimiento en la Laguna de Valdeazores, hasta su desembocadura al río Guadalquivir, con un recorrido de 12 km, constituye uno de los trayectos más bellos y visitados del Parque Natural de las Sierras de Cazorla, Segura y las Villas. El encajamiento del río sobre las rocas carbonatadas del Cretácico del Dominio Prebético ha dejado al descubierto numerosas estructuras geológicas, siendo llamativos los pliegues y fallas por los que atraviesa. Los más espectaculares son el pliegue sinclinal del Arroyo de la Trucha y el anticlinal del Puente de los Caracolillos, en el que se pueden observar los cambios de inclinación a lo largo de la secuencia aflorante.



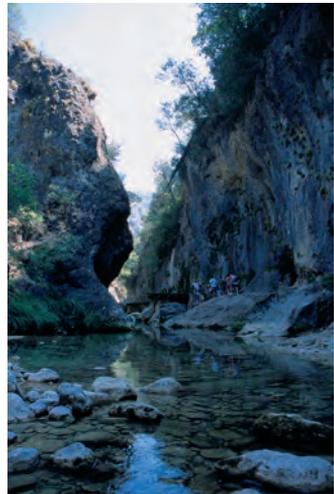
Pliegue sinclinal en el Arroyo de las Truchas. Miguel Villalobos.



Pliegue anticlinal del Puente de los Caracolillos. Ana B. Pérez.

► 10.3.3. La Cerrada de Elías y los travertinos de los Órganos (470 y 471)

El río Borosa, en su curso alto, ha originado diversas morfologías de origen kárstico, entre ellas la del cañón kárstico de la Cerrada de Elías. Se trata de un estrecho valle fluvial de paredes verticales (10 m de altura y 400 m de longitud), cuya génesis se relaciona con la captura de un canal subterráneo. Una pasarela colgante sobre el cauce del río constituye la vía de paso de esta garganta. Ya en la parte alta del valle, el río Borosa presenta un perfil escalonado, con desarrollo de pozas y cascadas en las que se están desarrollando espectaculares terrazas de travertinos. La mayor concentración se sitúa en el Salto de los Órganos y en la Central Eléctrica. Consisten en masas de travertinos escalonadas, sobre las que circulan las aguas del río dando lugar a bellas cascadas. Los travertinos se producen por la precipitación de calcita motivada por la desgasificación de las aguas en los saltos de agua, en las zonas de mayor cambio de pendiente. Condiciones húmedas y cálidas y una densa cobertera vegetal favorecen el desarrollo de este tipo de depósitos.

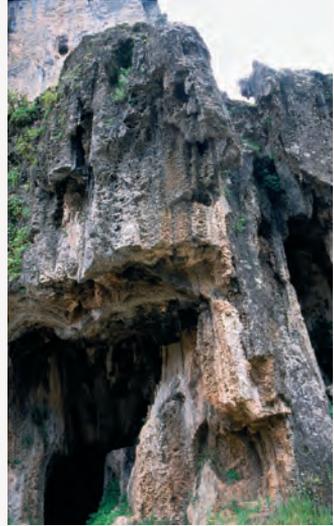


Cerrada de Elías. Miguel Villalobos.

El curso del río Borosa



Cascada de los Órganos. Miguel Villalobos.

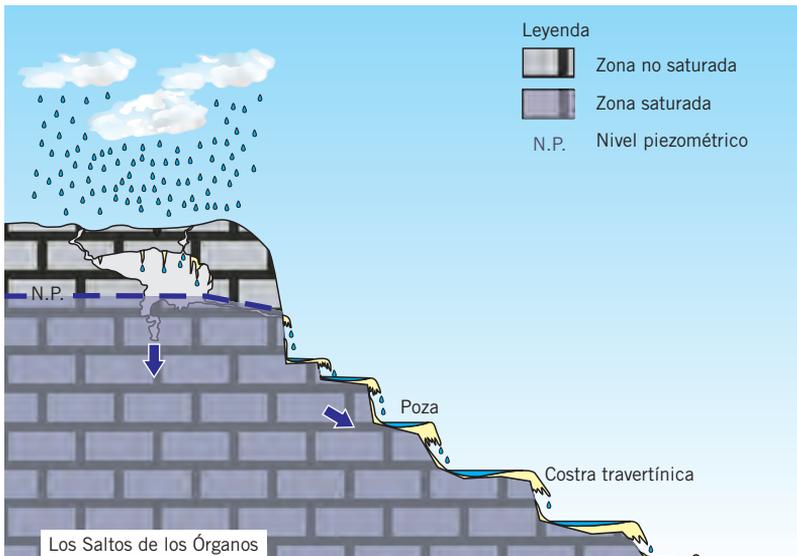


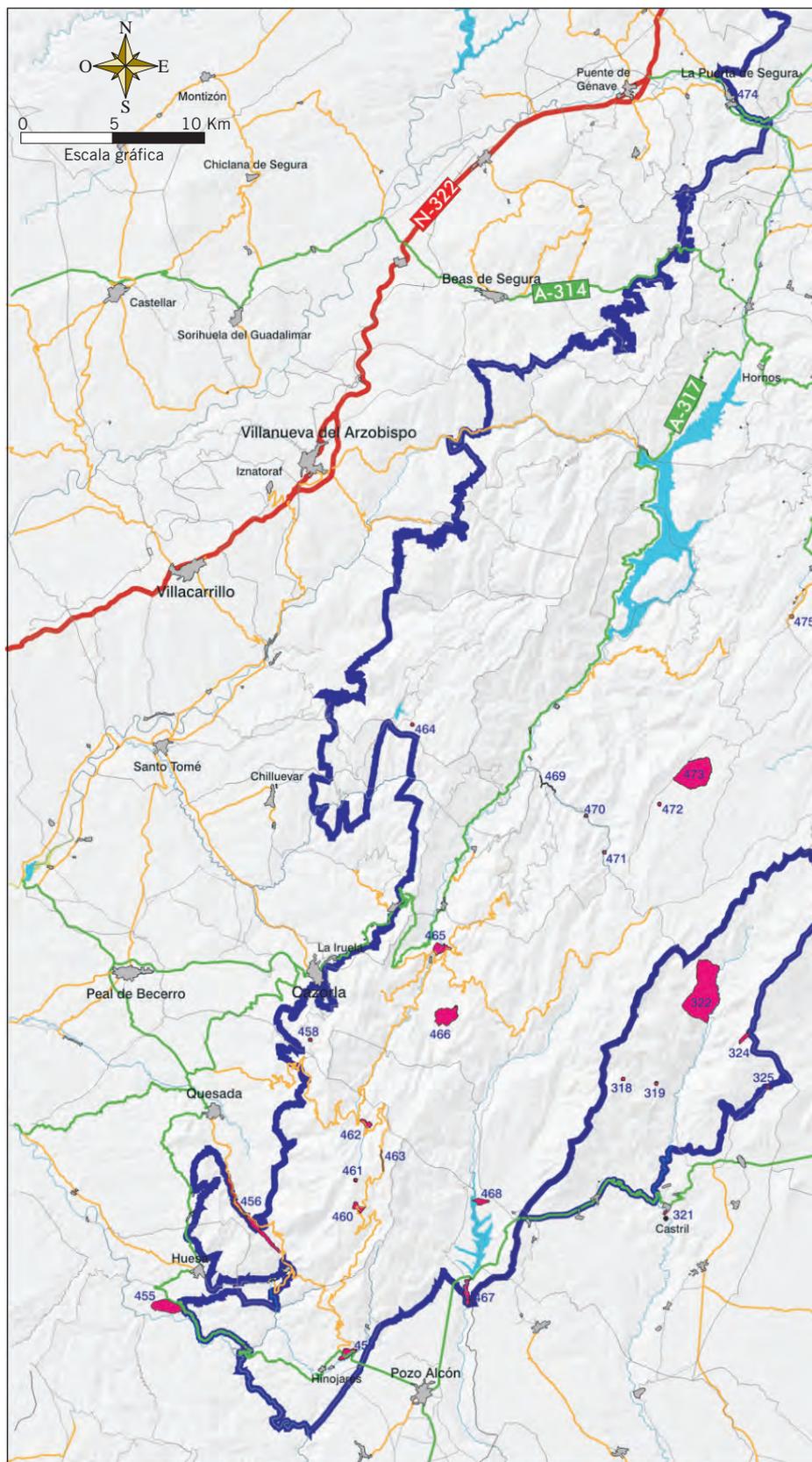
Detalle de las formaciones travertínicas de los Órganos, en el río Borosa. Miguel Villalobos.



Característica terraza travertínica en el entorno de los Órganos. Miguel Villalobos.

ESQUEMA SIMPLIFICADO DE LA FORMACIÓN DE TRAVERTINOS EN EL CAUCE DEL RÍO BOROSA
(Modificado de Alfaro et al., 2003)







Espacios Naturales Protegidos

- Parque Natural
- Monumento Natural

Infraestructuras viarias

- Autopistas y autovías
- Carretera de 1^{er} orden
- Comarcal
- Local
- Caminos, pistas particulares

Otras

- Red fluvial
- Términos municipales

- Localidades inventariadas

Código Denominación

- 318 Torca de Fuentefría
- 319 Cueva de Don Fernando
- 321 Peña de Castril
- 322 Nacimiento del Río Castril
- 324 Serie del Cretácico inferior del Cortijo Canalejas
- 325 Serie del Albiense superior de las Hazadillas
- 327 Cañón del Río Guardal
- 328 Sismitas de Castelléjar
- 329 Yesos de Galera
- 330 Serie del Jurásico Inferior del Barranco de la Cueva del Agua
- 331 Yacimiento de Barranco León
- 455 Picos del Guadiana Menor
- 456 Falla de Tíscar
- 458 Calizas de esponjas del camino del Chorro
- 459 Abanico de capas en Hinojares
- 460 Lapiaz del Torcal Llano
- 461 Sima LC-15 LC-28
- 462 Nacimiento del Guadalquivir
- 463 Carbonatos del sector de Cabañas
- 464 Travertinos y cascada de Chorrogil
- 465 Cerrada de Utrero - Lanchar de Linarejos
- 466 Sinclinal de los Poyos de la Mesa (Cazorla)
- 467 Cañón del río Guadalentín
- 468 Complejo Arroyo de la Rambla (PB-4)
- 469 Pliegues del Río Borosa
- 470 Cerrada de Elías
- 471 Travertinos del Río Borosa
- 472 Sima de Pinar Negro
- 473 Karst de Pinar Negro
- 474 Granitos de La Puerta de Segura
- 475 Nacimiento del Segura
- 476 Serie Cretácica del sur de El Yelmo
- 477 Serie Jurásico - Cretácico de El Yelmo
- 478 Serie de Jurásico - Cretácico Inferior de Navalperal
- 479 Dolomías de la Piedra de los Agujeros (Siles)
- 480 Atipense de la Formación Arroyo de los Anchos
- 481 Travertinos de la Toba
- 482 Dolomías de la Presa de la Vieja

Mapa de situación de localidades de interés de esta zona.

► 10.3.4. Cerrada de Utrero–Lanchar de Linarejos (465)

En el sector de la Cerrada de Utrero, el río Guadalquivir se ha encajado sobre las calizas del Jurásico del Domino Prebético, muy dolomitizadas, originando un valle fluvio-kárstico. Este cañón fue labrado durante el Cuaternario, siguiendo el eje de un sinclinal de dirección N40E. El progresivo encajamiento de la red fluvial ha generado un fuerte desnivel con respecto a sus afluentes. Esto en el arroyo de Linarejos ha propiciado el desarrollo de una espectacular cascada, con un salto de decenas de metros, la Cascada de Linarejos, en la que se ha depositado una gran masa travertínica con forma de “cola de caballo”.

El camino que recorre el paraje desde la carretera de acceso nos adentra en un lapiaz de grandes dimensiones: el Lanchar de Linarejos.

Cerrada de Utrero–Lanchar de Linarejos



Salto de agua y travertinos en “cola de caballo” en la cascada de Linarejos. Miguel Villalobos.



Cerrada de Utrero. Miguel Villalobos.



Sendero que discurre por el lapiaz de Linarejos. Miguel Villalobos.



Detalle del lapiaz de Linarejos. Miguel Villalobos.

► 10.3.5. Nacimiento del río Guadalquivir (462)

El río Guadalquivir, denominado río Grande por los hispanomusulmanes o Betis por los romanos, tiene su nacimiento en la Sierra de Cazorla, en el paraje de la Cañada de las Fuentes. La surgencia que da origen a este río no está muy clara, ya que en el sector existen pequeños manantiales que alimentan el caudal del Guadalquivir. Estas surgencias emergen a través de las fisuras y fracturas que afectan a calizas y areniscas calcáreas miocenas, las cuales presentan un alto grado de karstificación. El caudal de las surgencias que dan origen al río Guadalquivir varía desde los 60 l/s hasta los 5 l/s, aunque es sabido que el manantial ha llegado a secarse coincidiendo con periodos de sequía prolongada.

El río Guadalquivir



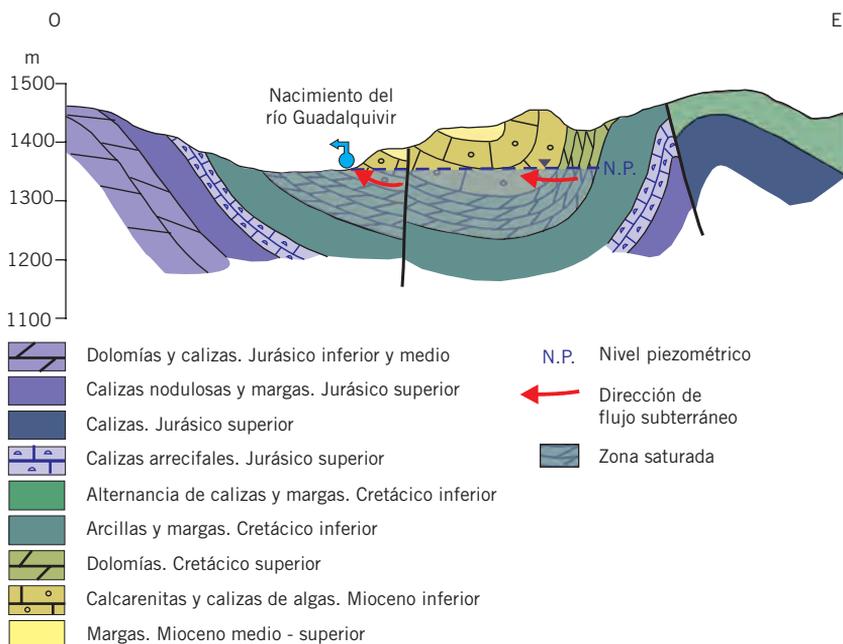
Nacimiento del río Guadalquivir. Miguel Villalobos.



Oquedades desarrolladas sobre las rocas calizas en el entorno del nacimiento del río Guadalquivir. Miguel Villalobos.



Placa que deja testimonio del nacimiento del principal río de Andalucía. Miguel Villalobos.



10.3.6. Nacimiento del río Segura (475)



Manantial que da origen al río Segura.
Miguel Villalobos.



Área recreativa en el entorno al nacimiento del río Segura.
Miguel Villalobos.

El río Segura, Thader para los romanos y Alana para los árabes, nace en la Fuente de Segura, en la Sierra homónima, dentro del término municipal de Santiago-Pontones. La surgencia, situada a una altura de 1.320 metros, consiste en una alberca que es la boca de una cavidad inundada, excavada en dolomías del Cretácico. La base impermeable de la cavidad está constituida por margas del Mioceno, sobre las que se ponen dolomías mediante una falla inversa. A medida que el cauce del río desciende, otros manantiales van aumentando su caudal.



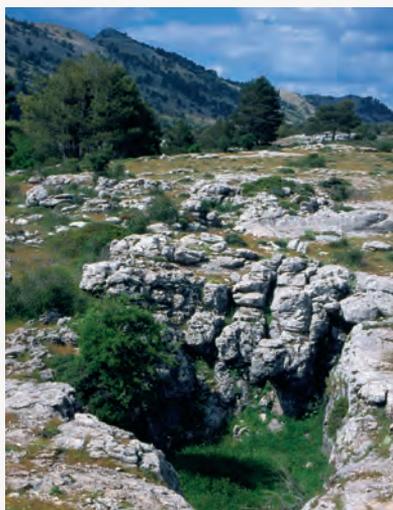
10.3.7. Karst y sima del Pinar Negro (473 y 472)

El Pinar Negro es una de las plataformas kársticas más espectaculares de la provincia de Jaén, labrada sobre las calizas del Cretácico de la Sierra de Segura. El conjunto de agentes geológicos externos (agua, nieve y viento) junto con la litología, la estructura y el clima de la zona, han favorecido el desarrollo de este sistema morfogenético. La plataforma caliza alberga extensos campos de dolinas y uvalas, que transfieren el agua de precipitación y nivación hacia el medio subterráneo, a través de las simas. Son muchas las simas que se encuentran en este sistema kárstico, aunque, sin duda alguna, hay que destacar por sus grandes dimensiones la Sima del Pinar Negro. Este acceso permite alcanzar la profundidad de -106 metros a través de dos pozos. La Sima del Pinar Negro presenta un alto valor turístico, ya que en ella es muy frecuente la práctica espeleológica.

Pinar Negro



Típicos lapiazes en el Karst del Pinar Negro. Miguel Villalobos.



Ejemplo de dolina de fondo plano. Miguel Villalobos.



Entrada a la sima del Pinar Negro. Miguel Villalobos.



Campo de dolinas sobre la superficie del karst. Miguel Villalobos.

► 10.3.8. Nacimiento del río Castril (322)

La Sierra de Castril es uno de los relieves prebéticos pertenecientes a la provincia de Granada. Este relieve constituye, a grandes rasgos, un anticlinal, formado por calizas y dolomías del Cretácico del Domino Prebético, en cuyo margen oriental se sitúa el nacimiento del río Castril. Esta surgencia se produce a favor de una falla inversa que afecta al macizo. En su curso alto, el agua ha tenido una intensa



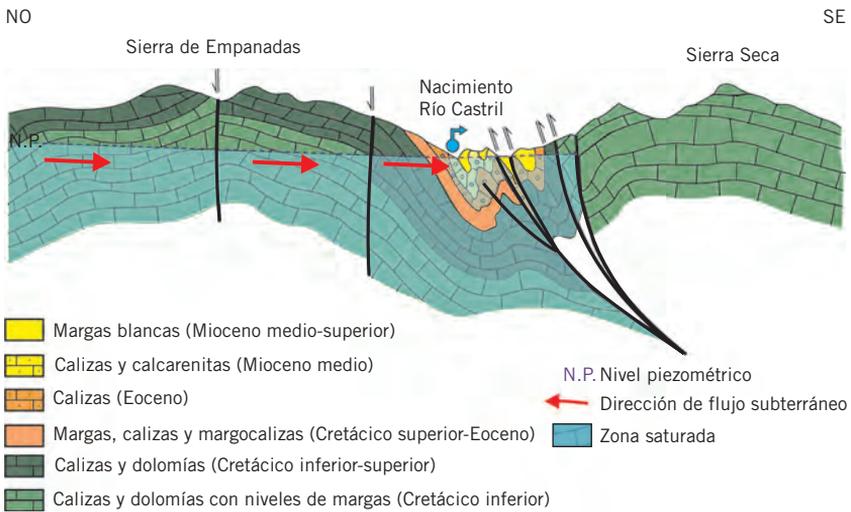
Falla que da origen al nacimiento del Río Castril. José M. Martín Martín y Juan Carlos Braga Alarcón.

actividad erosiva, labrando sobre los materiales carbonatados un estrecho valle, de paredes casi verticales, de unos 20 km de recorrido, que termina en las inmediaciones del pueblo de Castril. Además, hay que señalar la presencia de diversas formas kársticas relacionadas con la prolongación del karst del Pinar Negro hacia el paraje de Los Prados del Conde. Entre las más importantes destacan las dolinas y las uvalas, como formas superficiales, y las cavidades y simas, como subterráneas. El mejor ejemplo es la Cueva de Don Fernando o Torca Fría.



Paisaje kárstico en el nacimiento del río Castril. Miguel Villalobos.

CORTE HIDROGEOLÓGICO DEL MANANTIAL DEL NACIMIENTO DEL RÍO CASTRIL
(Modificado de A. González Ramón a partir de la cartografía hidrogeológica PAI, IGME-DGOH, 2001)



10.3.9. Peña de Castril (321)

La Peña de Castril, rodeada por los relieves de las Sierras de Castril y Seca, al Norte, y por la Depresión de Baza, al Sur, es un enclave singular, no sólo por su interés geológico, sino cultural. En relación con el primero, la Peña es un relieve estructural aislado originado por erosión diferencial. Consiste en estratos de calizas del Terciario que presentan un fuerte buzamiento.

Desde el punto de vista cultural, la Peña ha constituido un punto singular para el pueblo de Castril, hasta el punto de que antiguamente la localidad llegó a llamarse “Castril de la Peña”. La construcción de las viviendas alrededor de la Peña comenzó hace varios siglos, y continúa en la actualidad, debido al carácter defensivo y fronterizo que adquirió durante la Edad Media.



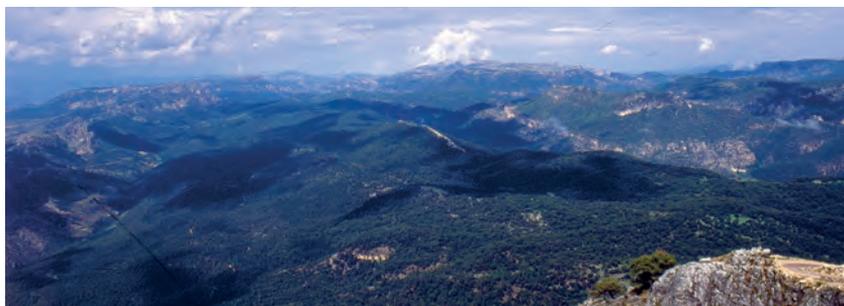
Pueblo de Castriil instalado a las faldas de la peña a la que da nombre. Rafael de la Cruz Márquez.

► 10.3.10. Serie estratigráfica de El Yelmo (477)

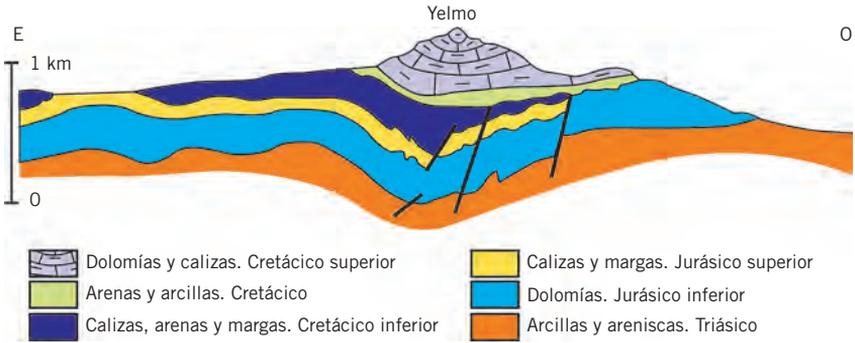
La serie estratigráfica más representativa del Dominio Prebético en la Sierra de Segura es la de El Yelmo. Ésta consiste en una sucesión de unidades del Triásico, Jurásico y Cretácico, estructuradas en un ligero sinclinal, es decir, un pliegue en artesa, en el cual, las rocas se disponen en estratos casi horizontales. Uno de los aspectos más interesantes de este punto son los acuña-mientos que sufren las unidades del Jurásico superior y el Cretácico inferior hacia el oeste. Esto nos informa de la paleogeografía existente en la zona en el Cretácico inferior (hace unos 140-100 Ma). En concreto nos indica la posición relativa de la línea de costa en esa época. En este caso, el mar ocuparía el sector este y la tierra emergida (el Macizo Ibérico) estaría hacia el oeste. Desde el mirador de Segura de la Sierra se tiene una espectacular panorámica de El Yelmo.



Panorámica del Cerro de El Yelmo desde Navalperal. Antonio González.



Panorámica desde la cima de EL Yelmo. Antonio González.



► 10.4 Otras localidades de interés

► 10.4.1. Icnitas de Santisteban del Puerto (454)

Muy próximo al pueblo de Santisteban del Puerto encontramos un magnífico yacimiento de huellas (icnitas) de pisadas de vertebrados de hace aproximadamente unos 200 Ma. Aparecen sobre un nivel de areniscas, de unos 27 cm de espesor, del Triás perteneciente a la Cobertera Tabular. Consisten en 20 huellas o icnitas correspondientes a organismos tridáctilos. Sus dimensiones son variables, entre 29-40 cm de ancho y 22-36 cm de largo.



Techo de areniscas sobre el cual se encuentran las icnitas.
Luis M. Nieto.

Los dedos, que presentan anchuras medias de 7 cm, tienen ciertas peculiaridades: se disponen paralelos unos a otros, el dedo central más corto que los otros dos, hay indicios de posibles uñas, y una mayor profundidad de las marcas en la parte delantera. La distribución de dichas huellas nos hace pensar en la posibilidad de que se tratase de un grupo de vertebrados que caminaban juntos. Todas estas características podrían indicar que se tratase de un animal cuya locomoción se pareciese a un marsupial o bien, una segunda hipótesis, que fuese un dinosaurio tridáctilo. No obstante, es complejo llegar a determinar el animal que ha dado origen a estas improntas, aunque no cabe duda de que se trata de un vertebrado bípedo. Actualmente, el yacimiento cuenta con una serie de medidas protección, como la construcción de una estructura cerrada para la conservación de las icnitas.

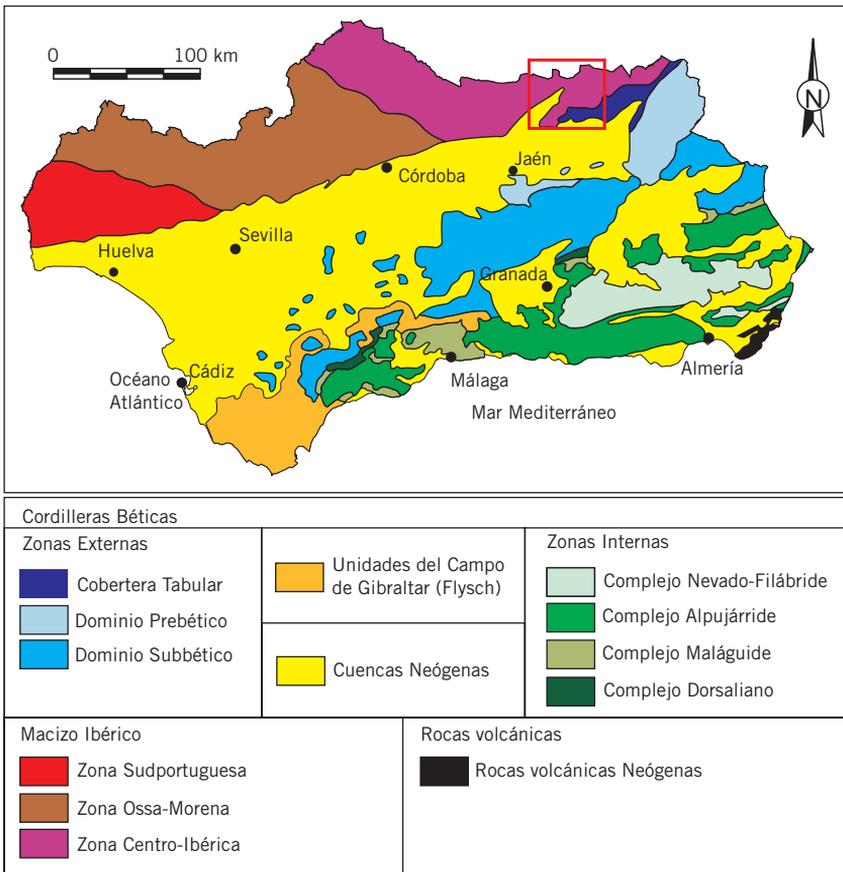
Capítulo 11



**Despeñaperros
- Fosa de Bailén**



11.1. Contexto geológico



Mapa de situación y principales unidades geológicas.

En el sector noroccidental de la provincia de Jaén afloran materiales pertenecientes a tres grandes unidades geológicas. Por un lado, las viejas rocas de la Zona Centro-Ibérica, uno de los dominios geológicos en los que se divide el Macizo Ibérico, representado aquí por los relieves más orientales de Sierra Morena. Son rocas metamórficas de edad Precámbrico a Carbonífero, plegadas y dispuestas en bandas de dirección NNE-SSO, limitadas generalmente por fallas de gran envergadura. Por otro, depósitos post-orogénicos que cubrieron el macizo durante el Mesozoico. Por último, el relleno sedimentario del sector nororiental de la Cuenca del Guadalquivir, que contacta aquí con Sierra Morena a través de una serie de importantes accidentes tectónicos que definen una fosa tectónica, la Fosa de Bailén. En el zócalo paleozoico es donde encajan las mineralizaciones filonianas del distrito minero plumbífero de Linares–La Carolina.

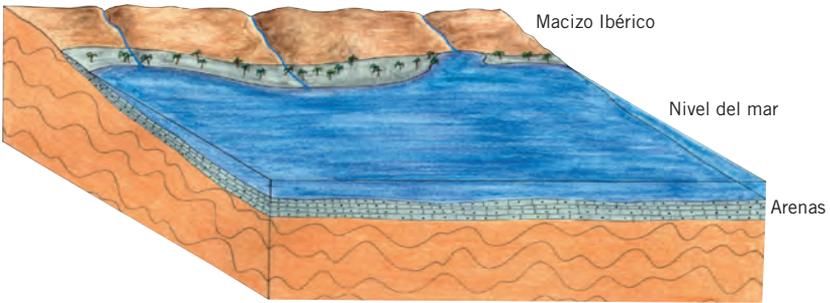
11.1.1. La Zona Centro-Ibérica

La historia geológica de la región oriental de Sierra Morena comenzó hace unos 550 Ma, a comienzos del Paleozoico, cuando un extenso mar bañaba la zona

extendiéndose hacia el sur. A comienzos del Ordovícico se depositaron en sus áreas litorales arenas, como se sedimentan actualmente en las playas y los fondos someros marinos. En esa época, la línea de costa se situaba, muy próxima a Despeñaperros. Estas arenas, convertidas más tarde en cuarcitas muy resistentes a la erosión, imprimirán al relieve uno de sus rasgos más personales: las agrestes cuerdas de cuarcita armoricana.

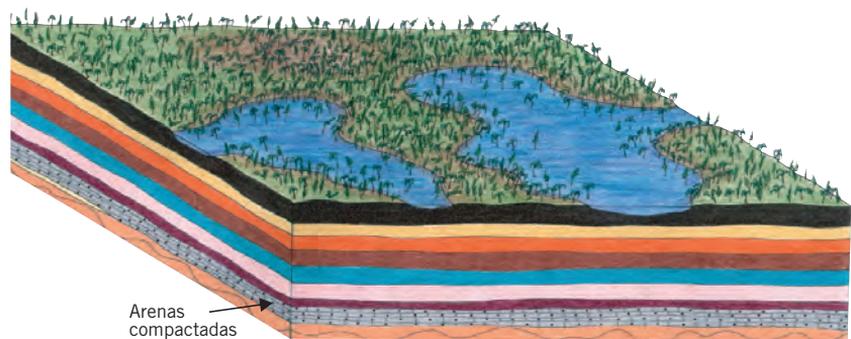
La zona continuó siendo marina durante el Silúrico y el Devónico, depositándose en ella fuertes espesores de arenas y arcillas, transportadas por los ríos que erosionaban un antiguo continente, y fangos carbonatados, procedentes de la acumulación de caparazones y esqueletos de organismos que vivían en el propio mar. En el Carbonífero, hace unos 320 Ma, el mar se restringió hasta generar extensas zonas pantanosas. En ellas se acumularon grandes cantidades de restos vegetales, que más tarde se transformaron en capas de carbón. Estos materiales no afloran en Despeñaperros, pero sí lo hacen en áreas próximas.

PALEOGEOGRAFÍA HACE 500 MILLONES DE AÑOS
(Realizado por TECNA S.L.)



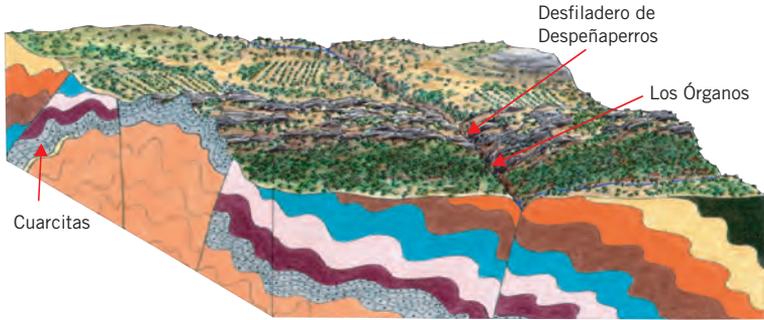
A partir de unos 320 Ma tuvo lugar la Orogenia Hercínica. Los sedimentos depositados fueron sometidos a fuertes transformaciones (metamorfismo) y deformaciones (pliegues y fallas) y, posteriormente, a su levantamiento y emersión definitiva. El mar se retiraría definitivamente y, desde entonces, el

PALEOGEOGRAFÍA HACE 320 MILLONES DE AÑOS



relieve permanece emergido y sometido a la erosión. Las arcillas se transformaron en pizarras metamórficas y aquellas antiquísimas arenas litorales dieron origen a los resistentes niveles de cuarcita armoricana, cuyos estratos verticales se erigen centinelas del Desfiladero de Despeñaperros, en el paraje conocido como los Órganos.

ESQUEMA SIMPLIFICADO DE LA GEOLOGÍA DE DESPEÑAPERROS



► 11.1.2. La Fosa de Bailén y el distrito minero de Linares–La Carolina

El juego de dos fallas normales que comenzaron su actividad en el Triás (hace unos 220 Ma) ha dado lugar a una fosa tectónica o graben en el sector de Bailén. En el margen oeste se sitúa la Falla de Baños-La Carolina (con más de 320 metros de desplazamiento vertical a la altura del núcleo de Baños de la Encina) y en el margen este la Falla de Guarromán (con 200 metros de desplazamiento vertical del bloque hundido a la altura de la mina Matacabras). Este sector sufrió tras la Orogenia Hercínica una intensa erosión originando una extensa penillanura, sobre la cual se depositaron sedimentos fluviales en el Triásico. Mucho más tarde, una vez estructurada la Cordillera Bética se acumularon depósitos marinos en el Mioceno.

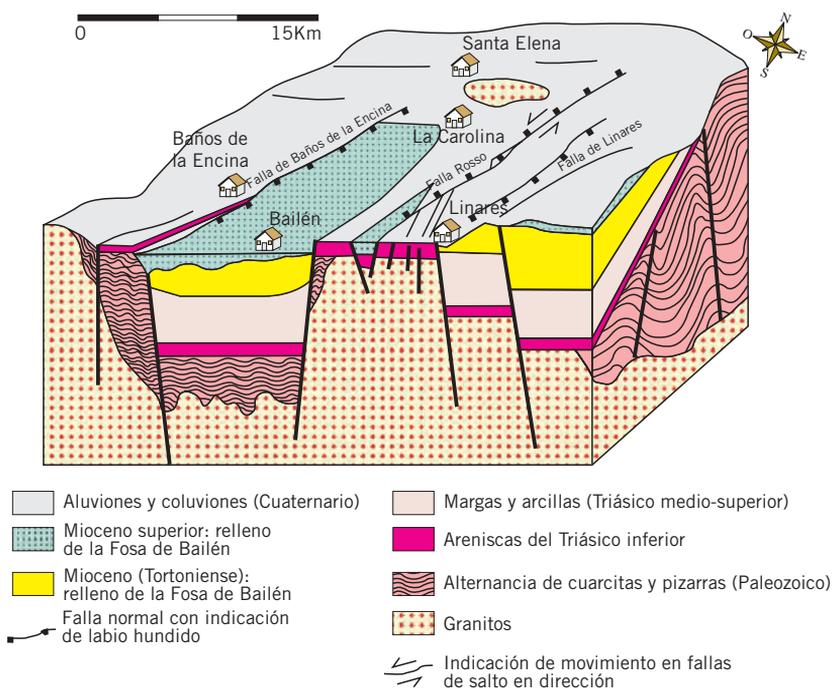
El Distrito Minero de Linares-La Carolina ha constituido la zona de mayor producción de plomo a nivel mundial desde 1880 hasta 1970, aunque las primeras explotaciones se realizaron hace más de 4.000 años. En el año 1920 llegaron a cuantificarse más de 120 explotaciones activas con más de 65 km de pozos y 800 km de galerías. La producción de plomo llegó a superar las 600.000 toneladas de mineral, entre los años 1860 y 1940. Actualmente, todas las explotaciones están paralizadas.

Desde el punto de vista geológico, en este sector se distinguen dos conjuntos litológicos bien diferenciados: un zócalo de edad Paleozoico perteneciente a la Zona Centro-Ibérica del Macizo Ibérico, en el que encajan las mineralizaciones principales, y un recubrimiento posthercínico. En el zócalo se produjo una intrusión granítica (hace unos 330-300 Ma), aflorante en Linares-La Carolina, que corresponde a las últimas manifestaciones ígneas del

Macizo, como prolongación del batolito de los Pedroches. Asociado a esta intrusión granítica se instala, durante las últimas fases de la Orogenia Hercínica, un campo hidrotermal responsable de las mineralizaciones filonianas de plomo y plata.

En toda la extensión del distrito, la morfología de los filones es muy parecida. Son subverticales, con gran desarrollo lateral, y pueden llegar a alcanzar profundidades de más de 700 metros. Su aspecto es brechoide y su potencia puede variar entre varios decímetros y 5 metros, aunque la más frecuente es de 2 metros.

CAMPO FILONIANO DE LINARES - LA CAROLINA
(Mirete Mayo, S. y Gumiel Martínez, P., 1999)



La dirección de los filones dentro de la masa granítica está fuertemente marcada por factores estructurales. En el sector de Linares, los filones presentan una dirección NE-SO, con buzamientos subverticales y aparecen encajados en granitos o pizarras metamórficas del Carbonífero. En La Carolina, el sistema de filones presenta orientaciones E-O y aparecen encajados sobre granitos y la serie detrítica del Ordovícico.



Galena. M. Ferrer.

Desde el punto de vista mineralógico, el mineral característico del Distrito Minero de Linares-La Carolina es la galena (sulfuro de plomo), que aparece en diversas formas. Asociados a ella aparecen otros minerales metálicos (calcosita,

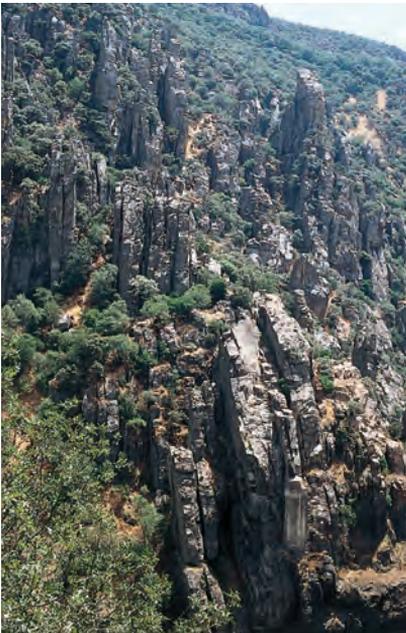
bornita, calcopirita, hematites, cuprita, etc.), minerales pertenecientes al grupo de los carbonatos (siderita, cerusita, etc.) y cuarzo, que se encuentra como ganga. Cabe destacar el descubrimiento de la linarita (sulfato de plomo y cobre), que se encontró por primera vez en algunos niveles de las minas de Linares, de ahí su denominación.

► 11.2. Localidades de interés

► 11.2.1. Los Órganos de Despeñaperros (445)

El Desfiladero de Despeñaperros, con una extensión de 4 km, es una conexión natural entre la Meseta y el valle del Guadalquivir. Atraviesa mayoritariamente estratos verticalizados de cuarcitas del Ordovícico, entre las que se intercalan niveles de pizarra. Factores como la erosión diferencial de las cuarcitas y pizarras, la disposición vertical de los estratos, y la resistencia a la erosión de las cuarcitas, proporcionan un llamativo paisaje geológico. En él destaca el paraje conocido como los Órganos, afloramiento de potentes estratos verticales de cuarcita armoricana.

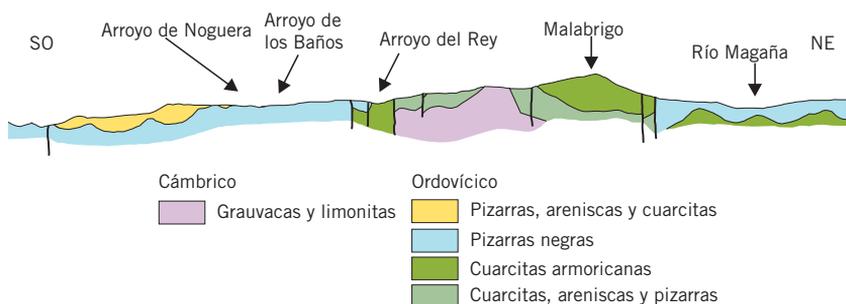
En detalle, los niveles de cuarcita presentan espectaculares rizaduras de corrientes (ripples), a techo de los planos de estratificación, lo que indica su origen litoral, y pistas fósiles, generadas por organismos que vivieron en ese medio marino. Despeñaperros alberga, además, abrigos con pinturas rupestres, que nos revelan la importancia de este pasillo natural como eje de comunicación ancestral entre la Meseta y el Guadalquivir.



Los Órganos. Miguel Villalobos.



Rizaduras de corriente en el techo de un nivel de cuarcitas. Pedro A. Ruiz Ortiz.



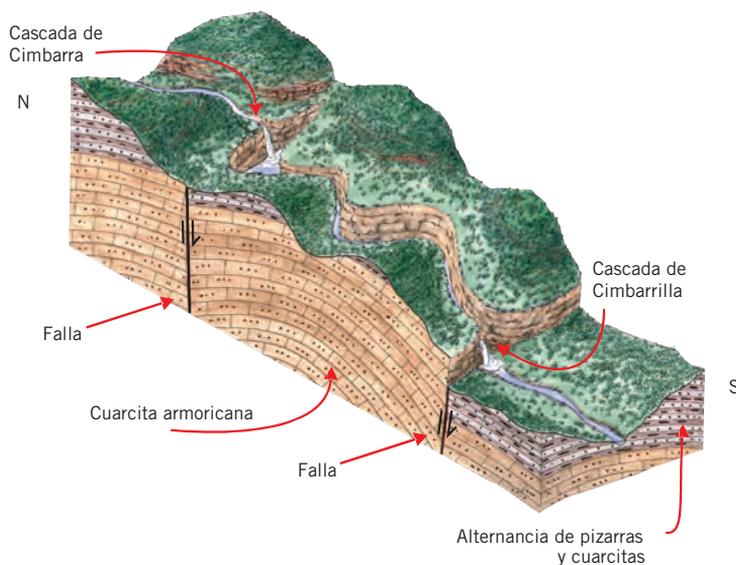
11.2.2. La Cascada de Cimbarra (449)

El encajamiento del río Guarrizas sobre las cuarcitas armoricanas, que forman una llamativa estructura anticlinal, produce un espectacular salto de agua, conocido como la Cascada de Cimbarra, al sur de Aldeaquemada. El salto se genera como consecuencia de una falla transversal al cauce del río, que deja expuesta una pared vertical constituida por resistentes estratos de cuarcita. Sobre su superficie es frecuente encontrar ejemplos de ripples de corrientes, que informan acerca del oleaje que modelaba las antiguas arenas litorales, origen de las cuarcitas.



Cascada de Cimbarra. Miguel Villalobos.

ESQUEMA GEOLÓGICO DE LA CASCADA DE CIMBARRA
(Realizada por TECNA S.L.)



► 11.2.3. Distrito Minero de Linares: Mina de San Vicente (436), Fundición de la Cruz (433) y Fundición de la Tortilla (426)

Linares, a finales del siglo XIX, se convirtió en el principal productor mundial de plomo. Prueba de ello son las numerosas concesiones que se otorgaron durante ese tiempo (1.011 contabilizadas en 1890). Entre todas ellas destaca la concesión de Arrayanes, por su riqueza mineral y su larga historia minera. No obstante, existe un sinfín de minas asociado a las cuales queda un importante patrimonio arqueológico-industrial. Cabe destacar la mina de San Vicente, que es un antiguo pozo máquina situado sobre uno de los filones más productivos del distrito. Este hecho llevó a incrementar su profundidad, llegando a alcanzar los 700 metros. Al mismo tiempo, un poco más al norte, se instalaba la Fundición de la Cruz, una de las más antiguas de la zona, que se mantuvo activa hasta 1986. Entre su patrimonio arqueológico-industrial destaca la chimenea, de más de 100 de altura, pozos y las instalaciones para la fabricación de perdigones, viviendas, etc. Al oeste del núcleo de Linares se encuentra la Fundición de la Tortilla, que contiene una torre de perdigones. En ella, el plomo fundido era tratado y pulverizado para obtener granos de plomo, que finalmente serían empleados para diversos fines.

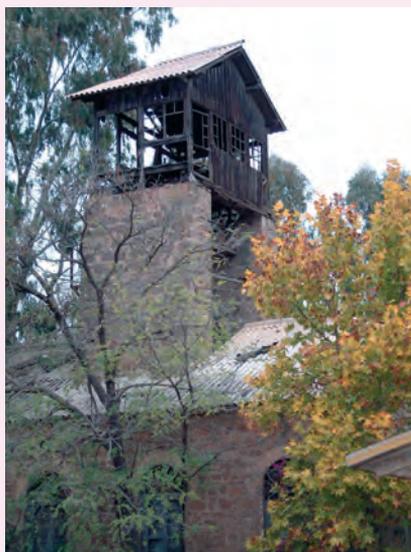
San Vicente, Cruz y Tortilla



Castillete de San Vicente. Colectivo Arrayanes.



Pozo San Vicente. Colectivo Arrayanes.



Pozo de extracción de La Cruz. Colectivo Arrayanes.



Interior de una nave en la Fundación La Cruz. Colectivo Arrayanes.



Pozo y chimenea de la Fundación la Tortilla. Colectivo Arrayanes.



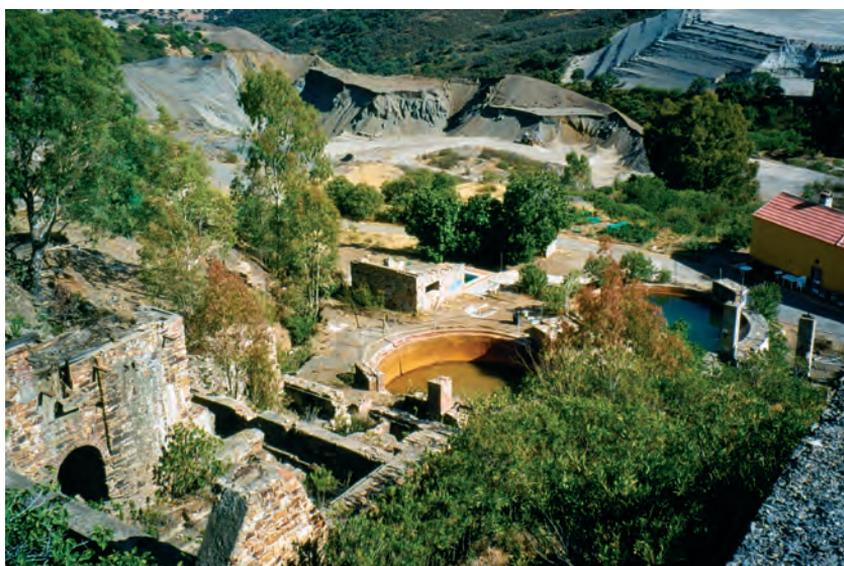
Torre de los perdigos de la Fundación La Tortilla. Colectivo Arrayanes.

► 11.2.4. Distrito Minero de La Carolina: Mina de Sinapismo (437) y Los Guindos (423)

El patrimonio arqueo-industrial en el sector de La Carolina introduce un nuevo elemento de transporte: el cable aéreo. Su instalación vino a salvar la accidentada orografía que presenta la zona. Este cable, cuya longitud llegó a superar los 6 km, permitía el transporte del mineral o bien del carbón empleado para los requerimientos energéticos de las minas. En la mina de Sinapismo, al norte de La Carolina, este sistema conectaba directamente con la línea de ferrocarril de Linares-La Carolina, al igual que en Los Guindos, situada al noreste, uno de los filones más grandes explotados en el sector. El Centenillo, que se halla en el núcleo homónimo, ha sido unas de las explotaciones más antiguas de la provincia,



Complejo minero de Sinapismo. J. C. Feixas Rodríguez.



Lavadero de flotación de los Guindos. J. C. Feixas Rodríguez.

como lo atestiguan numerosos restos arqueológicos de época romana encontrados en este emplazamiento y que hoy están expuestos en el Museo Arqueológico de Linares. Actualmente, el poblado minero está muy bien conservado ya que ha sido rehabilitado y utilizado como complejo de viviendas.

 Localidades inventariadas

Mapa de situación de localidades de interés de esta zona

Código Denominación

420 Falla de Baños de la Encina
422 Mina de plomo y plata del Centenillo
423 Filones de plomo y plata de Los Guindos
426 Mina de plomo y plata la Tortilla
431 Pliegues de La Carolina
432 Mina de plomo y plata Antoñita
433 Minas de plomo de La Cruz
435 Zona de cizalla de La Carolina

436 Mina de plomo y plata de San Vicente
437 Mina de plomo y plata de Sinapismo
440 Minas de plomo y plata de San Pascual
441 Andalucita de La Aliseda
445 Los Órganos de Despeñaperros
446 Serie Triásica de Vilches-Jarabancil
449 Cascada de la Cimbarra
452 Fuente de la Corregidora

Espacios Naturales Protegidos

 Parque Natural

 Paraje Natural

 Monumento Natural

Infraestructuras viarias

 Autopistas y autovías

 Carretera de 1^{er} orden

 Comarcal

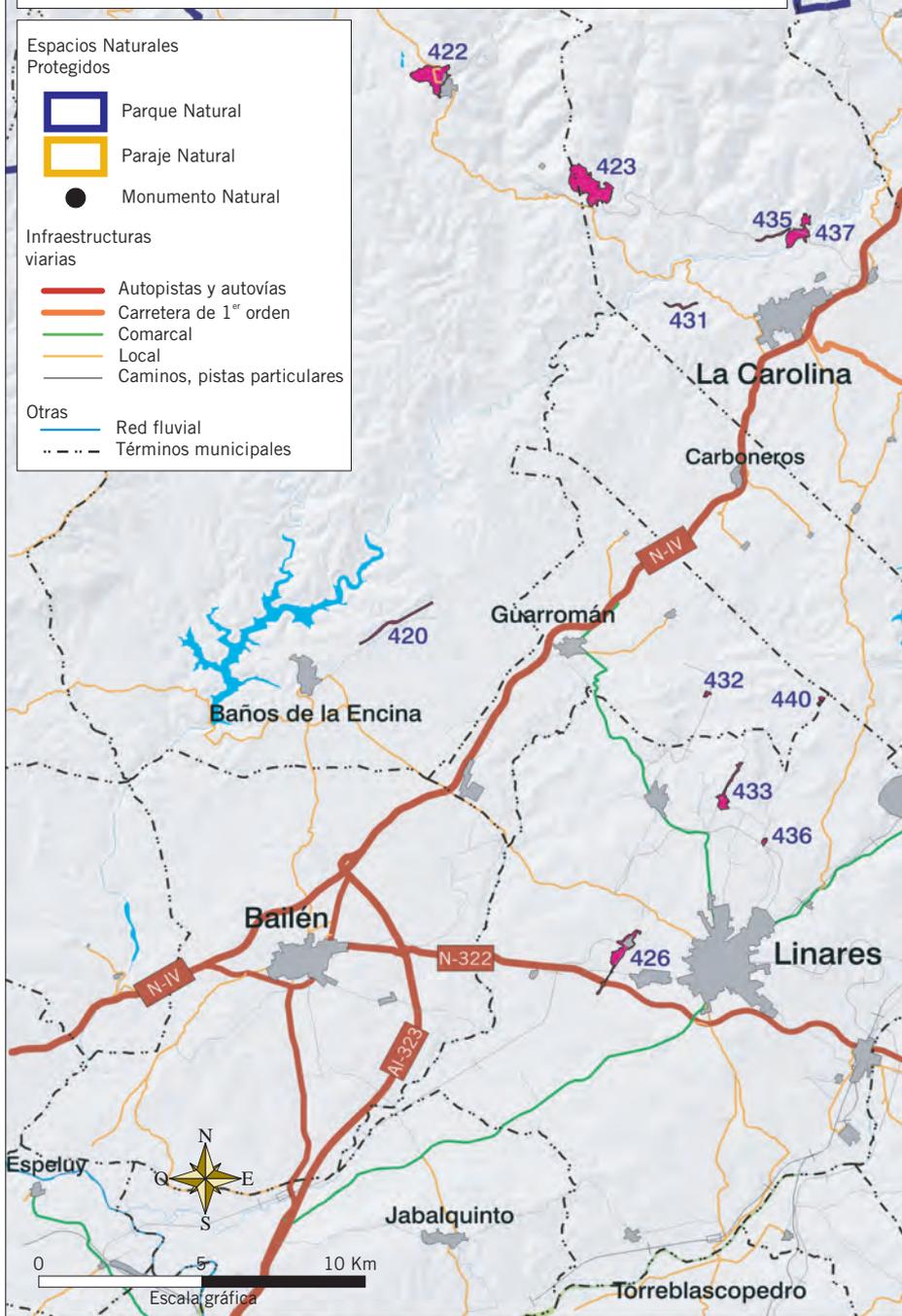
 Local

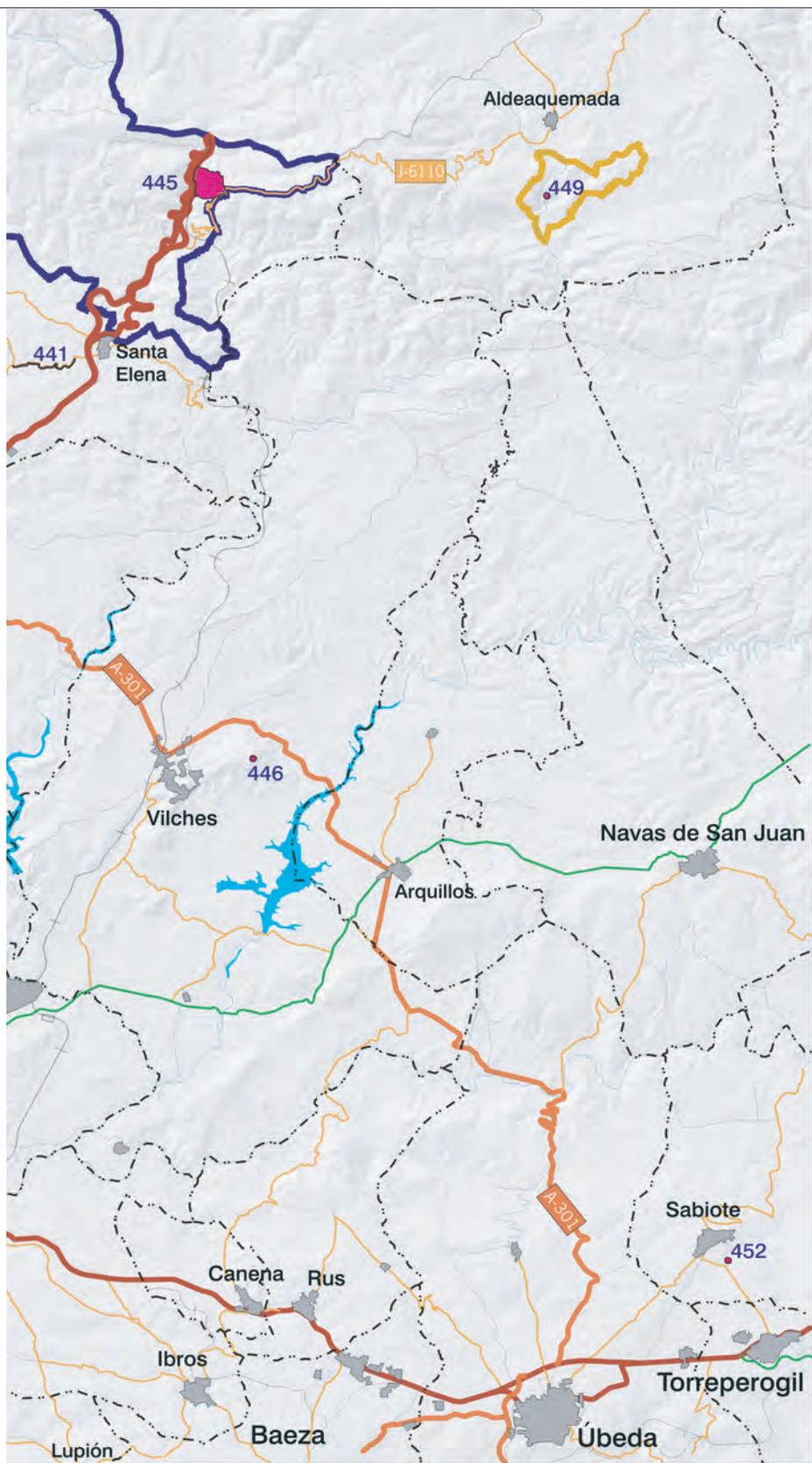
 Caminos, pistas particulares

Otras

 Red fluvial

 Términos municipales





► 11.2.5. Pliegues y zona de cizalla de la Carolina (431 y 435)

Al norte y al este de La Carolina se puede observar un conjunto de rasgos geológicos que informan de las deformaciones a las que se han visto sometidos los sedimentos paleozoicos durante la Orogenia Hercínica. En el sector del Cerro de la Cruz, a lo largo de un barranco, se puede observar un conjunto de pliegues espectaculares de dirección NE y vergencia hacia el S, con tamaños muy variables (de centimétricos a métricos). Más al norte, en las pizarras del Silúrico, se desarrolla una zona de cizalla (deformación producida por esfuerzos paralelos de sentido contrario), que se detecta por la deformación que sufren los minerales, siguiendo la misma orientación que la del estiramiento al que se ven afectadas las rocas.



Pliegues hercínicos desarrollados en materiales carboníferos. Juan Jiménez Millán.

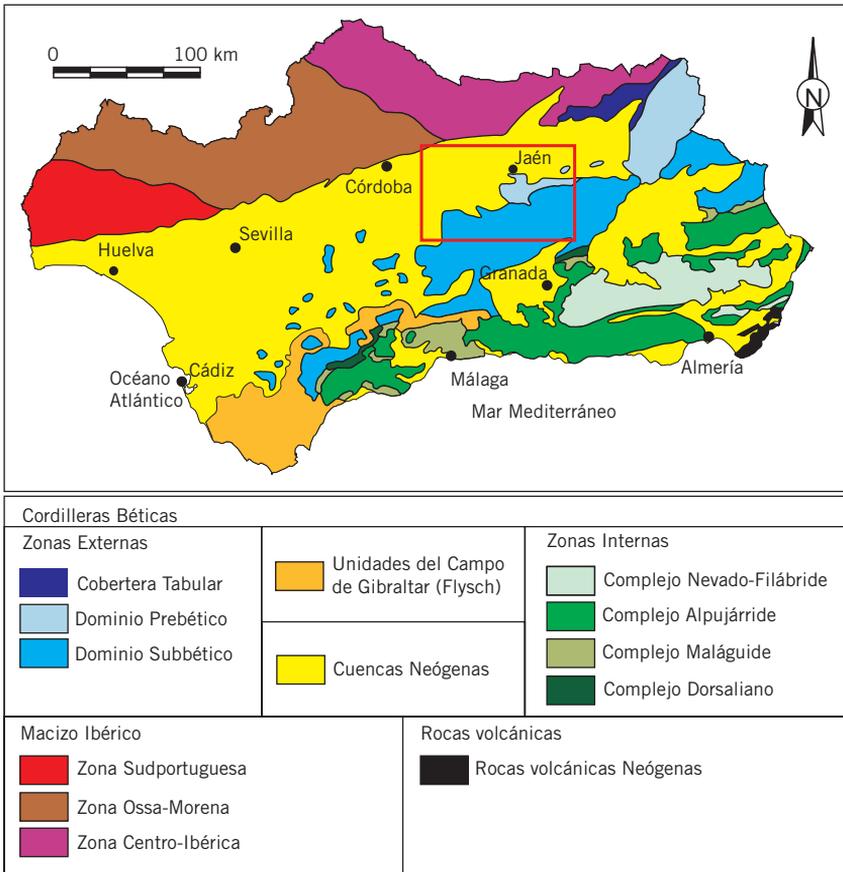
Capítulo 12



**Eje Subbético de
Jaén – Córdoba**



12.1. Contexto geológico



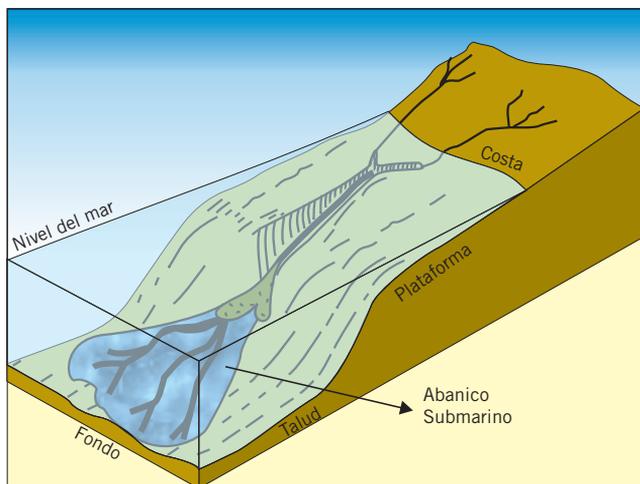
Mapa de situación y unidades geológicas del eje Jaén-Córdoba.

Los relieves montañosos que se elevan al sur de las provincias de Jaén y Córdoba constituyen una representación excepcional de las Unidades Intermedias y del Dominio Subbético de las Zonas Externas de la Cordillera Bética.

Las Unidades Intermedias se sitúan entre los dominios Prebético (al norte) y Subbético (al sur). Están compuestas esencialmente de calizas del Jurásico y margas del Cretácico, con extensos afloramientos de turbiditas calcáreas (alternancia calcarenitas y margas). Estas turbiditas, depositadas por corrientes de turbidez a los pies de un talud continental, formando abanicos submarinos, se diferencian con respecto a otro tipo de turbiditas por su naturaleza calcárea; es decir, están constituidas por pequeños fragmentos de carbonatos, con abundantes restos de esqueletos de organismos (ammonites, bivalvos, etc.) y otras partículas carbonatadas como oolitos, originados en la plataforma marina. La Orogenia Alpina ha provocado la estructuración de estas unidades, que cabalgan sobre las del Dominio Prebético y, a su vez, son cabalgadas por las del

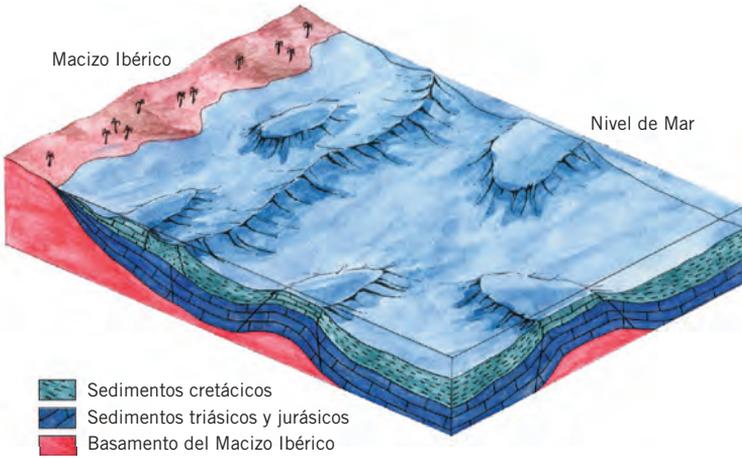
Dominio Subbético. Los relieves septentrionales de Sierra Mágina, y su prolongación hacia el suroeste, hasta la Sierra de Jabalcuz, La Grana y Los Villares, en el sur de la provincia de Jaén, son magníficos afloramientos de las Unidades Intermedias.

ESQUEMA DE UN ABANICO SUBMARINO
(Basado en Stauffer, 1967)



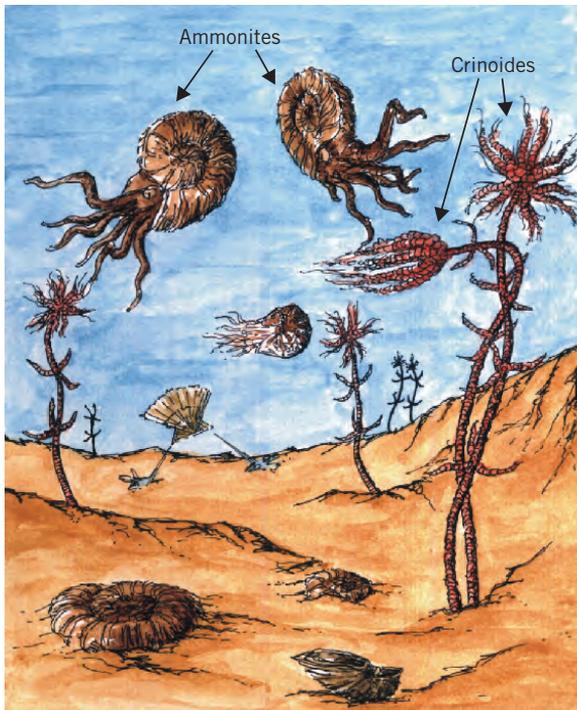
El Dominio Subbético más externo comprende una alineación montañosa, de dirección NE-SO, que abarca desde la Sierra de Arcas, al norte de Antequera, hasta la provincia de Alicante. Sus rocas se formaron a partir de sedimentos depositados desde hace unos 250 Ma (inicio del Triásico) hasta hace unos 15 Ma (Mioceno medio). Estos sedimentos se acumularon en las zonas más alejadas del continente en el margen sudeste del Macizo Ibérico. Tras unas primeras etapas de formación de sedimentos continentales y marinos someros, principalmente carbonatos, en el Triásico y Jurásico inferior, en este dominio se establece una cuenca de carácter pelágico, es decir alejada de la costa, con zonas muy profundas. A ella llegaron sedimentos detríticos desmantelados de los relieves emergidos, a través de canales submarinos y en suspensión. Las calizas pelágicas se formaron por la acumulación en el fondo del mar de fangos carbonatados, compuestos por caparazones y esqueletos de organismos. Los sedimentos fueron después comprimidos, deformados, fracturados y apilados en unidades tectónicas, en un proceso lento que comenzó hace unos 25 Ma. Posteriormente a su levantamiento y emersión, el agua, la nieve y el viento han modelado estas rocas, dando como resultado el paisaje que hoy conocemos.

Las secuencias subbéticas tienen un interés paleontológico añadido. En ellas se encuentran restos fósiles de un grupo de organismos muy interesante: los ammonites. Estos organismos pertenecieron a un grupo de moluscos cefalópodos marinos, hoy extinguido. Se caracterizan porque fueron especies con una amplia distribución geográfica en los ambientes pelágicos de los mares de todo el planeta durante el Jurásico y el Cretácico. También destacan porque evolucionaron rápidamente, dando como



resultado una ingente cantidad de especies, con formas similares en conjunto pero diferentes en detalle. Los ammonites se emplean como datadores geológicos, ya que cada especie vivió en un periodo de tiempo concreto que se puede identificar al encontrarla. Son, además, indicadores paleogeográficos y paleoambientales.

IDEALIZACIÓN DEL AMBIENTE MARINO DE LA CUENCA SUBBÉTICA EN EL JURÁSICO Y CRETÁCICO





Ammonites. J.M. Tavera.

► 12.2. Sistemas morfodinámicos, formas y procesos de interés

La litología de las sierras carbonatadas del Dominio Subbético y las Unidades Intermedias, el espesor de las unidades sedimentarias que las forman y su estructura han favorecido el desarrollo de sistemas kársticos con profusión de formas, tanto exo como endokársticas.

► 12.3. Localidades de interés

>>> Sector oriental o jienense

► 12.3.1. Turbiditas calcáreas de la Formación Toril (413)

Las turbiditas calcáreas de la Formación Toril, pertenecientes a las Unidades Intermedias, representan el miembro medio de una secuencia depositada en el Kimmerigiense –Berriasiense medio (Jurásico–Cretácico). Es una secuencia de turbiditas calcáreas con una gran variedad de facies, desde conglomerados hasta turbiditas clásicas. Este miembro, que alcanza una potencia de unos 250 m, se interpreta como un abanico submarino, formado a los pies del talud de la plataforma carbonatada



Secuencia turbidítica de la Formación Toril. Miguel Villalobos.

que bordeaba el Macizo Ibérico. Destaca la buena organización de las facies y de sus secuencias. El miembro inferior de la formación son calizas pelágicas tableadas, mientras que el superior, es una secuencia de calizas con margas y algunos niveles areniscosos.

► 12.3.2. Slumps de la Formación Carretero (439)

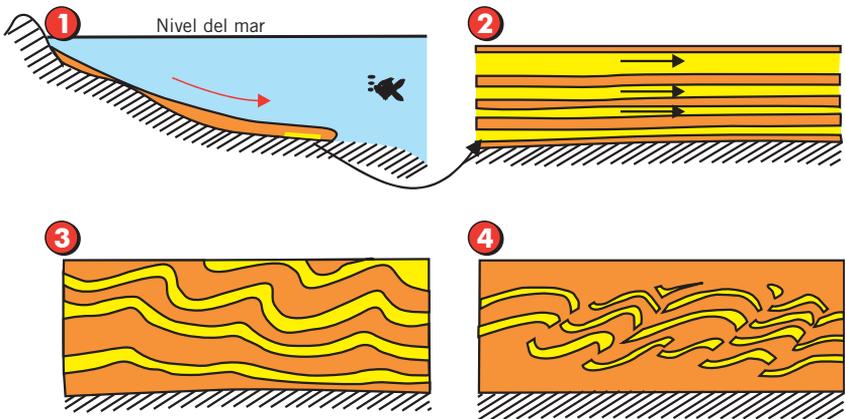
La Formación Carretero, perteneciente al Dominio Subbético Externo, es una unidad sedimentaria caracterizada por la alternancia de calizas y margas de edad Cretácico inferior. Los niveles de calizas están afectados por “slumps”, es decir por pliegues originados por deslizamiento (slumping) de los sedimentos, aun sin consolidar completamente, sobre una superficie con cierta pendiente en el fondo del mar. Las capas plegadas llegan a perder su continuidad



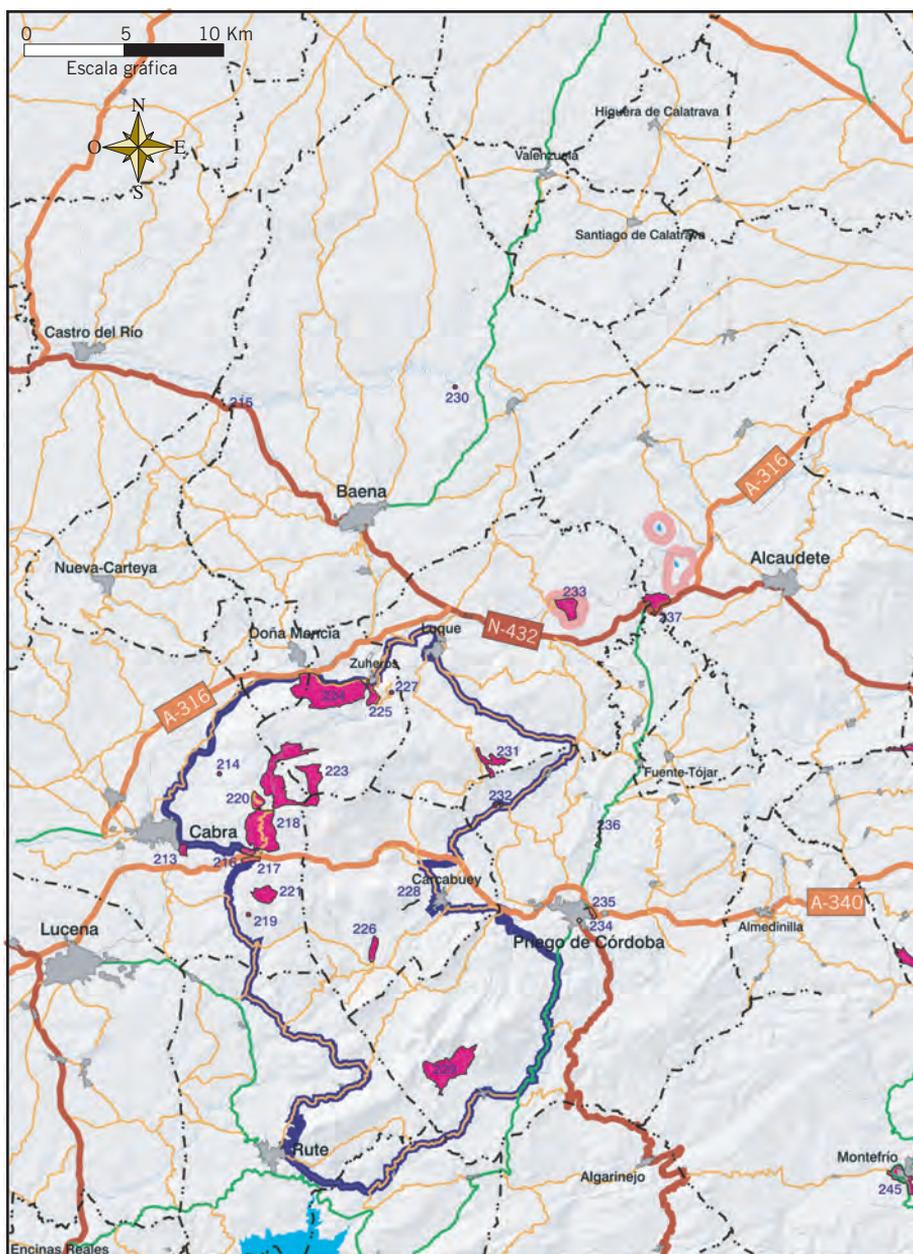
Pliegues y brechas sinsedimentarias en la Formación Carretero en la carretera Granada-Jaén. José M. Molina.

lateral y se desmiembran dando lugar a brechas sinsedimentarias o “intraformacionales”. Los fenómenos de “slumping” suelen iniciarse por terremotos, que afectarían, en este caso, a la cuenca subbética hace unos 100 Ma, en el Cretácico inferior. En los taludes de la carretera de Granada-Jaén hay afloramientos con excelentes ejemplos de slumps.

ESQUEMA GENÉTICO DE LAS ESTRUCTURAS TIPO SLUMPING (Basado en Corrales, I. 1997)



- 1 Esquema general del deslizamiento subacuoso
- 2 Detalle de los materiales deslizados, constituidos por una alternancia de términos más y menos coherentes (amarillo y naranja respectivamente).
- 3 Slumping en el que sólo hay pliegues.
- 4 Slumping en el que hay pliegues y fracturas de la misma vergencia.

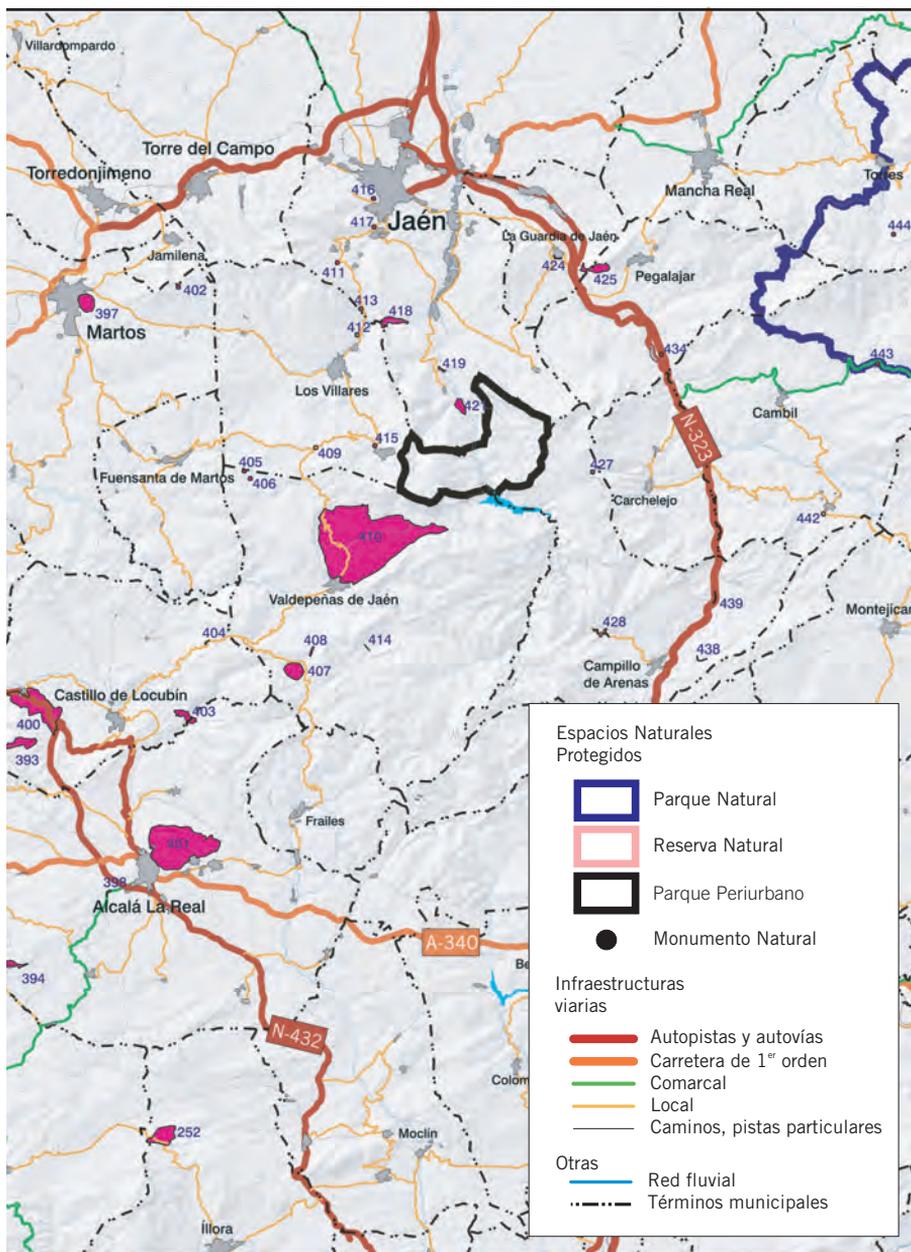


 Localidades inventariadas

Mapa de situación de localidades de interés de esta zona

Código Denominación

- | | | | |
|-----|---|-----|---|
| 213 | Manantial de la Fuente del Río | 229 | Las Buitreras de las Lagunillas |
| 214 | Sima de Cabra | 230 | Cueva del Yeso de Baena |
| 216 | Serie Jurásica de Fuente de los Frailes | 231 | Polje de La Nava de Luque |
| 217 | Paleokarst de la Venta Los Pelaos | 232 | Manantial Fuente de Zagrilla Alta |
| 218 | Lapiaz de los Lanchares | 233 | Laguna del Salobar |
| 219 | Sima de la Camorra | 234 | Manantial de Fuente del Rey |
| 220 | Picacho de la Sierra de Cabra | 235 | Balcón del Adarve |
| 221 | Dolinas de los Hoyones | 236 | Las Angosturas del río Salado |
| 223 | Polje de la Nava de Cabra | 237 | Formaciones del Trías Keuper de Alcaudete |
| 224 | Frente de Cabalgamiento de Zuheros | 245 | Peñas de Montefrío |
| 225 | Encajamiento del río Bailón | 252 | Serie Jurásica de Sierra Pelada |
| 226 | Serie Jurásica de la Cañada del Hornillo | 274 | Serie Jurásica del Cortijo Moralejo |
| 227 | Cueva de los Murciélagos de Zuheros | 275 | Cueva del Agua de Iznalloz |
| 228 | Estratolímite Jurásico-Cretácico de Puerto Escaño | 393 | Lacolito de la Sierra de San Pedro |



- 394 Peñas de Majalcorón
- 397 La Peña de Martos
- 398 Formación Alcalá La Real
- 400 Unidad Olistostrómica de las Ventas del Carrizal
- 401 El Hacho de Alcalá la Real
- 402 Estratificaciones cruzadas en formación Jabalcuz
- 403 Doleritas de Vadillo Alto
- 404 Diques neptúnicos jurásicos
- 405 Sima Lemus
- 406 Sima de la Beata
- 407 Diapiro del Hoyo
- 408 Serie Jurásica de la Cornicabra
- 409 Formación Cerrajón
- 410 Ventana tectónica de Valdepeñas de Jaén
- 411 Manantial de las Termas del Jabalcuz
- 412 Formación Los Villares
- 413 Turbiditas calcáreas de la Formación Toril

- 414 Serie Cretácica del Cortijo Solana de Morales
- 415 Manantiales de Río Frío
- 416 Calizas del Castillo de Santa Catalina - Cruz
- 417 Falla de la Fuente de la Peña
- 418 Cañones de Río Frío
- 419 Calizas del Jurásico Medio del río Quiebrajano
- 421 Serie Jurásico - Cretácico inferior del Castillo de Otiñar
- 424 Falla de La Guardia
- 425 Capas progradantes en Sierrezuela de Pegalajar
- 427 Falla de la Fuente de las Pilas
- 428 Serie Jurásico - Cretácico del Cortijo Casablanca
- 438 Estratotipo de la Formación Jarropa
- 439 Slumps de la Formación Carretero
- 442 Nacimiento de Arbuniel
- 443 Manantial de Mata-Begid
- 444 Manantial de la Fuenmayor

► 12.3.3. Serie Jurásico–Cretácico del Cortijo de Casablanca (428)

La secuencia estratigráfica que aflora a lo largo del camino que accede al Cortijo Casablanca recoge un conjunto de rocas carbonatadas del Jurásico y margas pelágicas del Cretácico. Las unidades jurásicas son calizas, calizas con sílex y calizas nodulosas con abundantes restos fósiles de ammonites, que fueron depositadas en un alto topográfico (umbral) dentro de una cuenca marina profunda. Las margas y margocalizas del Cretácico se formaron a mayor profundidad, cuando el alto topográfico sufrió un hundimiento relativo. Durante la formación de la Cordillera Bética, todo el conjunto sufrió una intensa estructuración, y prueba de ello es que las rocas conforman un gran pliegue sinclinal cerrado (el ángulo entre flancos varía entre 30 y 70°), con el núcleo ocupado por las rocas del Cretácico.



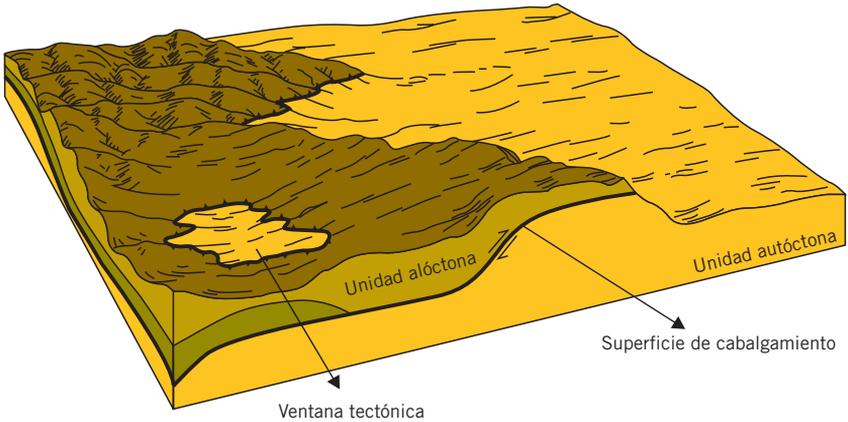
Secuencia de calizas y margas del Cortijo de Casablanca. Luis M. Nieto.

► 12.3.4. Ventana Tectónica de Valdepeñas de Jaén (410)

En Valdepeñas de Jaén existe uno de los ejemplos más representativos de “ventana tectónica” de toda la Cordillera Bética. Este tipo de estructura se produce cuando la erosión desmantela los materiales de un manto cabalgante, dejando ver las formaciones del manto cabalgado. En el caso de Valdepeñas de Jaén, el desmantelamiento de los materiales de una unidad del Dominio Subbético permite ver las rocas margosas del Cretácico de las Unidades Intermedias. El cabalgamiento se produjo en el Mioceno, periodo a partir del cual se ha producido la erosión.



Valle al NE de la población de Valdepeñas de Jaén, que representa la ventana tectónica. Luis M. Nieto.

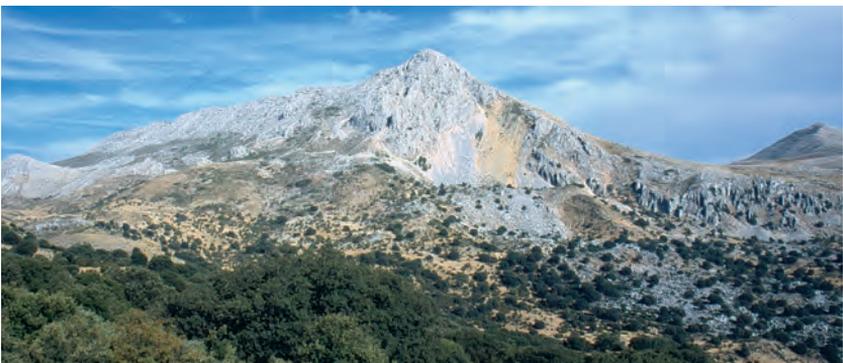


► 12.3.5. Karst de Sierra Mágina (447)

El macizo de Sierra Mágina, situado en el borde sur de la depresión del Guadalquivir, es el sistema kárstico más elevado de toda la cadena subbética, con más de 2000 m de altitud. La acción del agua y la nieve desde finales del Mioceno han modelado las calizas y dolomías del Mesozoico del Dominio Subbético, dando origen a un sistema kárstico, con numerosas morfologías, tanto superficiales como subterráneas, algunas exclusivas de este karst. Entre ellas destacan los lapiaces, cuyas formas varían en función de la altitud, con formas tubulares en bajas altitudes, formas redondeadas en altitudes medias, y lapiaces de crestas agudas a partir de los 1800 metros. A pesar de todo, el modelado más característico de este sistema son las dolinas, algunas de ellas de origen nival. Otros elementos de interés asociados al sistema kárstico son los manantiales que bordean el macizo.



Dolina cubierta parcialmente por nieve. Miguel Villalobos.



Sierra Mágina. Miguel Villalobos.

► 12.3.6. Manantial de río Frío (415)

El manantial de río Frío abastece a la ciudad de Jaén, Los Villares y las poblaciones del entorno. Es la descarga más importante de la Sierra de la Pandera, que pertenece al acuífero de Grajales-La Pandera. En este acuífero se diferencian dos unidades carbonatadas, altamente permeables, y una unidad margosa intermedia, impermeable, que las desconecta. En el sector de la Pandera, el nivel piezométrico alcanza una cota de 940 m, constituyendo un nivel colgado con respecto a la altura media del acuífero. El caudal del manantial en este punto es de 10 hm³/año, de los cuales, 3-4 hm³, son utilizados para el regadío.



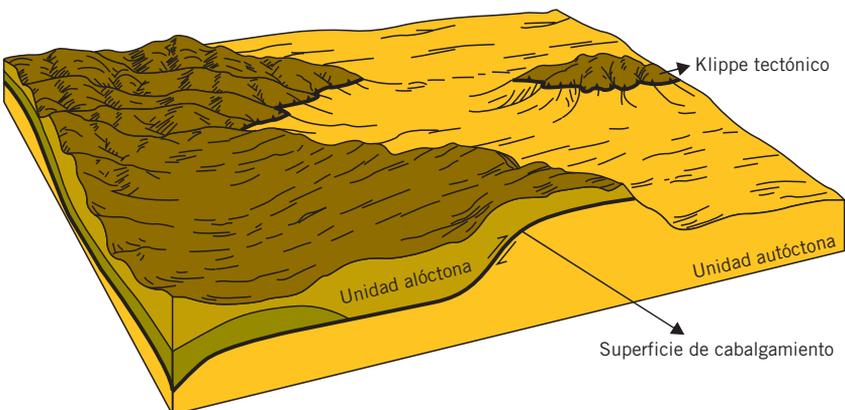
Área recreativa en el entorno al manantial de río Frío. Miguel Villalobos.

>>> Sector occidental o cordobés

► 12.3.7. Picacho de la Sierra de Cabra (220)

El Picacho de la Sierra de Cabra, paraje conocido como el Balcón de Andalucía, constituye un elemento geológico singular y emblemático por el espectacular escenario geográfico, geológico y paisajístico que ofrece. Desde su posición se divisan los tres grandes dominios geológicos que forman Andalucía: Sierra Morena, Cuenca de Guadalquivir y la Cordillera Bética. Esta panorámica tan espectacular llamó la atención de un grupo de ilustres geólogos, reunidos en 1926 en Madrid en el XIV Congreso Internacional de Geología, que se trasladaron hasta Cabra en visita de campo. Tal fue su impresión que promovieron su declaración como “Sitio de Interés Natural”, oficialmente llevada a cabo en 1927 por la antigua Junta Central de Parques Nacionales. Una placa conmemorativa en el interior del Santuario recuerda este hecho.

ESQUEMA DE UN KLIPPE TECTÓNICO
(Modificada de Twiss, R. J. y Eldridge, M. M., 1992)



Desde el punto de vista geológico el Picacho representa, además, un excelente ejemplo de “klippe tectónico”. Es una porción de un manto de cabalgamiento, formado de materiales carbonatados, calizas y dolomías, del Jurásico del Dominio Subbético, sobre materiales del Mioceno medio-superior, que ha quedado aislada por efecto de la erosión. La diferencia de color de las rocas de ambos conjuntos hace que, en este caso, este fenómeno se visualice muy bien, adquiriendo un gran interés didáctico.



Picacho de la Sierra de Cabra. Miguel Villalobos

► 12.3.8. Lapiaz de los Lanchares (218)

El lapiaz de los Lanchares, situado en la cara sur del Picacho de la Sierra de Cabra, es uno de los mejores ejemplos de lapiaz de grandes dimensiones, desarrollado sobre un manto cabalgante constituido por calizas oolíticas y nodulosas del Jurásico medio del Dominio Subbético. La profundidad de las hendiduras (orden métrico) indica el alto grado de disolución que han experimentado estas rocas carbonatadas. Además de su interés geomorfológico estas rocas destacan por su interés paleontológico ya que contienen abundantes restos fósiles de ammonites, crinoides, etc.



Lapiaz de los Lanchares. Miguel Villalobos.

► 12.3.9. Dolinas de los Hoyones (221)

La plataforma de rocas carbonatadas (calizas y dolomías) del Jurásico que conforma la parte superior de la Sierra de Jarcas aloja grandes dolinas kársticas, con diámetros superiores a 300 m. Sus dimensiones han llevado a denominarlas como los “hoyones”. Son las vías de acceso del agua de precipitación y nivación al karst subterráneo de esta sierra.



Dolina de los Hoyones. Miguel Villalobos.

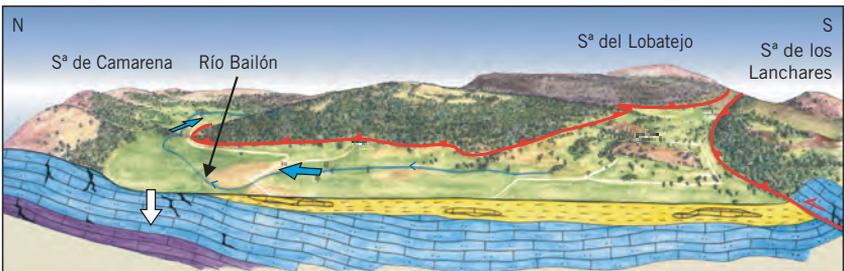
► 12.3.10. Polje de la Nava de Cabra (223)

Al Oeste del Picacho de Cabra se ha desarrollado un extenso polje labrado sobre relieves de calizas del Jurásico. Es un polje abierto, ya que sus aguas son evacuadas a través del río Bailón, que excava un cañón para salir del macizo calizo. El desarrollo del polje está asociado a la estructura geológica de la zona, en este caso a la estructura de cabalgamiento de las unidades subbéticas. Se sitúa sobre una fosa tectónica limitada por varios sistemas de fallas. Su fondo actual ha alcanzado un nivel de margas blancas y en sus inmediaciones se observan restos de superficies colgadas de estadios anteriores en su evolución.



Panorámica del polje de la Nava de Cabra. Miguel Villalobos.

INTERPRETACIÓN GEOLÓGICA DEL POLJE DE LA NAVA DE LA CABRA
(Fº Javier Roldán García, 2002)



- | | | | | | |
|---|--|---|---|---|----------------------------------|
|  | Margas del Mioceno medio (15 a 11 Ma) |  | Superficie de cabalgamiento entre unidades tectónicas |  | Recarga subterránea de agua |
|  | Calizas oolíticas del Jurásico medio (170 a 150 Ma) |  | Dirección de avance de la superposición tectónica |  | Dirección de drenaje superficial |
|  | Calizas blancas del Jurásico inferior (210 a 170 Ma) | | | | |

► 12.3.11. Sima de Cabra (214)

En las proximidades de la base del Picacho de la Sierra de Cabra se ha desarrollado una de las simas más grandes de todo el macizo. Su existencia ya fue referida por Cervantes en *El Quijote*. Su boca, con un diámetro de 13 m, da paso a un pozo de -115 m de profundidad. Se han formado abundantes coladas estalagmíticas adosadas a las paredes hasta su base. Aquí la sima se ensancha, con un diámetro de 20 m, y está ocupada por bloques caídos. Estos conductos verticales permiten la incorporación de agua de precipitación al medio subterráneo.



Pozo de acceso al interior de la Sima de Cabra. Manuel J. González Ríos.

► 12.3.12. Cueva de los Murciélagos (227)

La Cueva de los Murciélagos, situada en la zona norte del macizo de Cabra, es la cueva más grande de la provincia de Córdoba, con 800 m de recorrido y un desnivel de -76 m. Es una cavidad de origen kárstico desarrollada sobre las calizas del Jurásico del Dominio Subbético. Está adornada con numerosos y bellos espeleotemas (estalactitas, estalagmitas, columnas, etc.) y contiene pequeños lagos. Alberga, además, pinturas rupestres y restos paleontológicos y arqueológicos de gran interés. En el registro sedimentario de la cavidad se han diferenciado varias ocupaciones humanas desde el Paleolítico medio hasta la época romana, aunque el periodo mejor representado es el Neolítico. Las utilidades que le han dado estos pobladores han sido como lugar de paso, en el que permanecían durante cortos periodos de tiempo, como habitáculo para vivir en ella durante determinadas épocas del año, como lugar de enterramiento, etc. Los restos



Cueva de los Murciélagos. ARIBEN.

encontrados en su interior hablan de la economía de sus pobladores, sus presas y cultivos, e incluso del clima.

Las formaciones geológicas la han llevado a ser declarada Monumento Natural, además de estar catalogada como Bien de Interés Cultural. Es visible turísticamente.

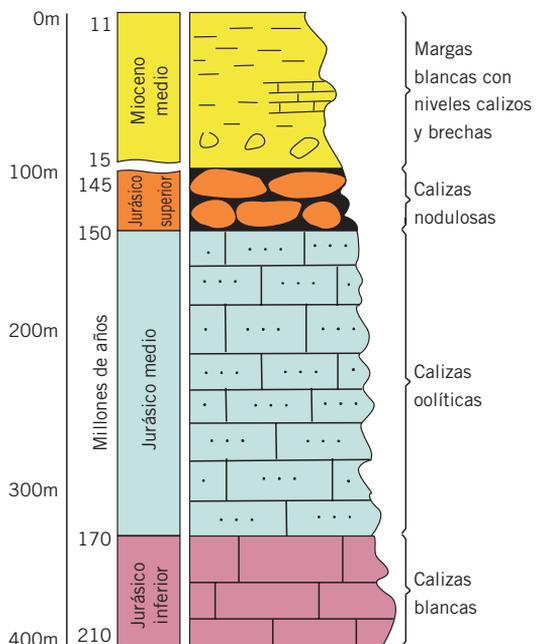


Calizas de ammonites de la secuencia jurásica de la Cañada del Hornillo. Miguel Villalobos.

12.3.13. Serie Jurásica de la Cañada del Hornillo (226)

En el paraje de la Cañada del Hornillo, al oeste del municipio de Carcabuey, aflora una sucesión estratigráfica de rocas del Mesozoico cuyo contenido fósil (especialmente ammonites) resulta de gran interés para la comunidad científica, ya que permite estudiar la evolución de este grupo de organismos. Aparecen en una secuencia que comprende materiales del Jurásico y del Cretácico inferior. De todos ellos, los más significativos son las calizas nodulosas de color rojizo con abundante fauna de ammonites, algunos con un diámetro superior a 50 cms. Estas calizas constituyen un nivel de escasa potencia, formado por restos de ammonites entre relativamente poco sedimento. Este tipo de niveles, llamados condensados, se forma durante periodos de escasa o nula sedimentación en los que en el fondo marino se acumulan esencialmente restos de organismos.

COLUMNA ESTRATIGRÁFICA DE LA CAÑADA DEL HORNILLO



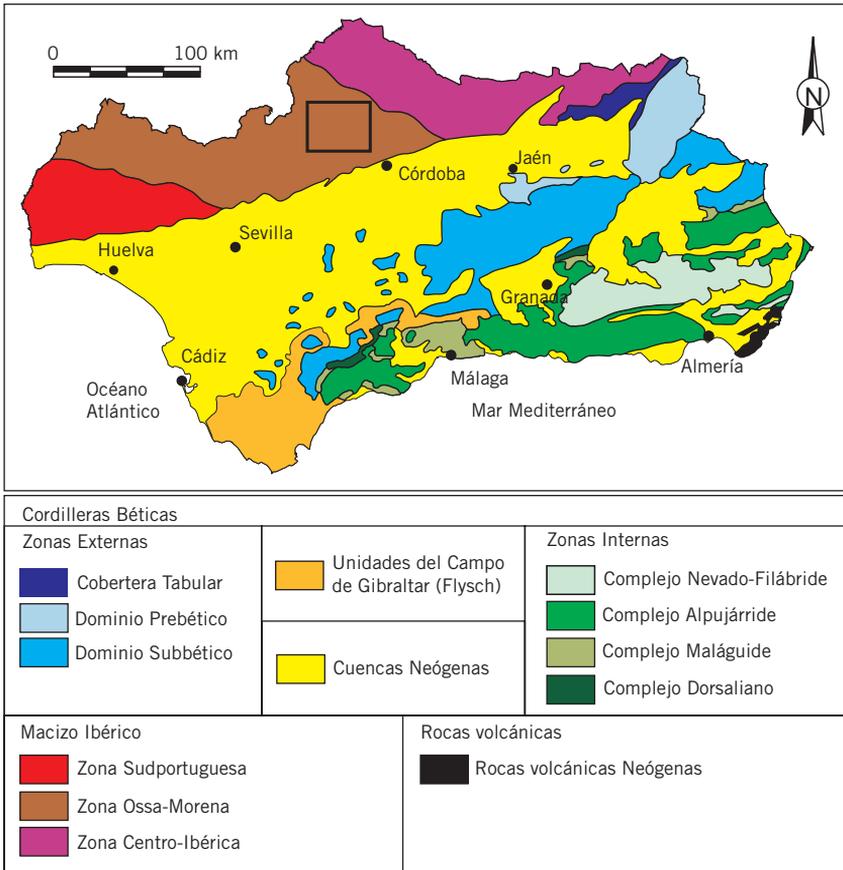
Capítulo 13



**Cuenca carbonífera
del Guadiato**



13.1. Contexto geológico



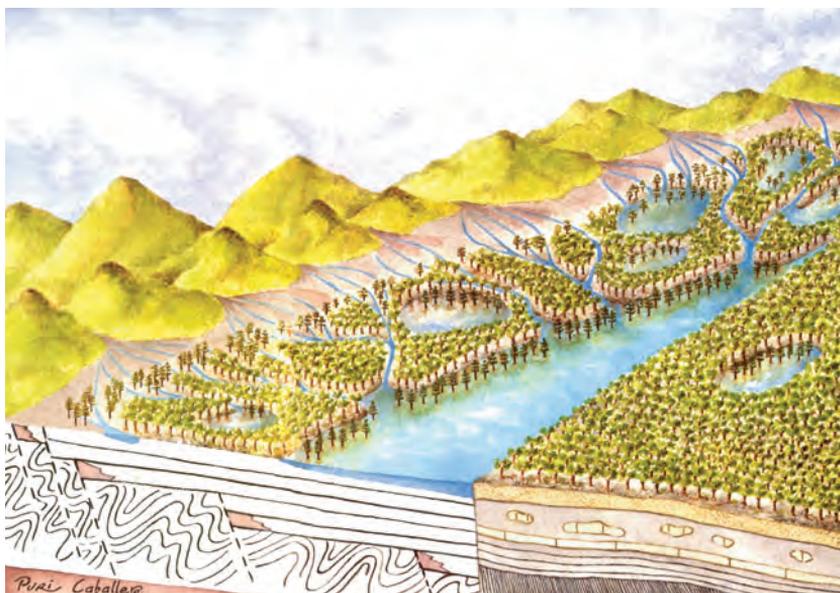
Mapa de situación y unidades geológicas de la Cuenca del Guadiato.

La sierra norte de la provincia de Córdoba es especialmente interesante para adentrarnos en la historia geológica de uno de los tres grandes dominios andaluces del Macizo Ibérico: la Zona de Ossa–Morena. Su historia geológica es compleja, como toda la del Macizo Ibérico. Los materiales más antiguos se remontan al Precámbrico. Son viejos materiales metamórficos (gneises, esquistos, pizarras y metavolcanitas) de hace más de 540 millones de años. Puede que su metamorfismo esté incluso ligado a una orogenia anterior a la hercínica. Se interpretarían en este caso como el zócalo del Macizo Ibérico sobre el que más tarde, a comienzos del Cámbrico, se individualizarían las cuencas sedimentarias que separarían las zonas Sudportuguesa, Ossa–Morena y Centro–Ibérica del Macizo Ibérico. El Paleozoico, desde el Cámbrico hasta Devónico, está constituido por esquistos, pizarras, calizas, cuarcitas, metavolcanitas, etc. Son rocas mayoritariamente detríticas, en origen, sedimentadas en una cuenca marina con una intensa actividad volcánica y, más tarde, plegadas, metamorizadas y emergidas, durante la Orogenia Hercínica. Asociada a este proceso orogénico se produjo la intrusión de grandes cuerpos graníticos cuyo cortejo hidrotermal, cargado en ele-

mentos metálicos, daría lugar a extensos campos de mineralizaciones filonianas (fluorita, cuarzo, plomo, etc.).

La Orogenia Hercínica se inició en el Carbonífero, hace unos 320 millones de años, un período geológico ambientalmente singular que debe su nombre a la formación del carbón que hoy se explota como combustible. Hacia esa época se formaron entre los relieves hercínicos ya emergidos una serie de cuencas marinas y continentales intramontañosas de carácter sinorogénico (es decir, que se rellenan de sedimentos simultáneamente a la deformación de los relieves de borde que las alimentan). Sobre estas cuencas se formaron, bajo un clima cálido y húmedo, extensas áreas lacustres con vegetación exuberante. El enterramiento de esta vegetación bajo potentes capas de sedimentos haría que se transformaran definitivamente en capas de carbón.

RECONSTRUCCIÓN IDEALIZADA DEL AMBIENTE LACUSTRE DE LA CUENCA DEL GUADIATO DURANTE EL CARBONÍFERO. TAMBIÉN SE ILUSTRAN LAS UNIDADES GEOLÓGICAS EN SU SECCIÓN VERTICAL (Tomado de Wagner, 1999)



La provincia de Córdoba constituyó, y aún constituye, uno de los distritos mineros más importantes, no sólo de Andalucía, sino de toda la Península. Hasta época relativamente reciente se ha estado explotando la fluorita, el cuarzo y la barita; los sulfuros metálicos de plomo, cobre y cinc también fueron objeto de extracciones hasta el segundo tercio del siglo XX. En la actualidad son importantes las explotaciones de arcillas para uso cerámico y, especialmente, el carbón, con la nueva explotación a cielo abierto de la Ballesta.

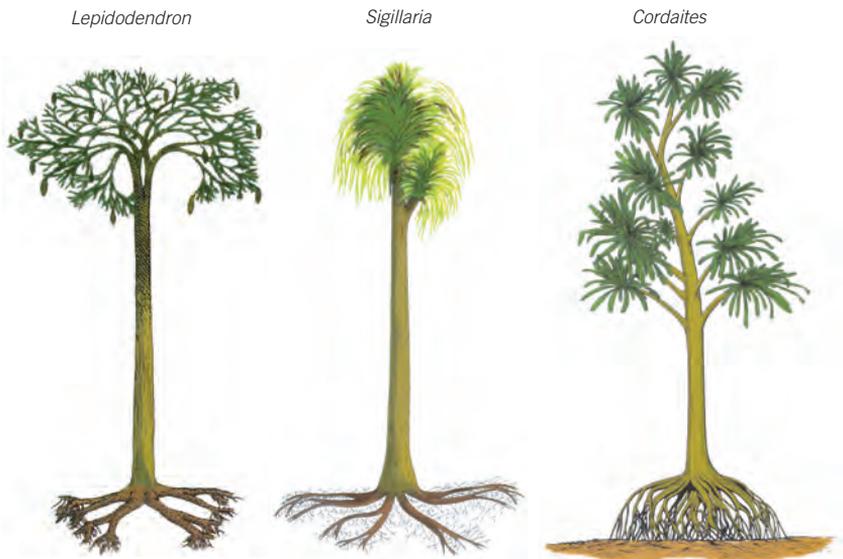
Los yacimientos de carbón existentes en las cuencas del Guadiato y Valdeinfierno, descubiertos a finales del siglo XVIII, adquieren esplendor en la segunda mitad del siglo XIX, periodo en el que llegaron a extraerse más de 300.000 toneladas de carbón, sólo de la cuenca de Valdeinfierno. Este apogeo se produjo cuando la empresa Societé Minièrè et Métallurgique de Peñarroya España (SMMPE) adquirió la totalidad de las concesiones de la

zona, convirtiéndose así en la mayor productora de carbón del sur de España. El prestigio que adquirió esta sociedad se debe a la explotación de la Capa Antolín, en la cuenca del Guadiato, la más productiva de todo el distrito. La sociedad se hizo cargo de las explotaciones hasta el año 1962, fecha a partir de la cual se funda la Empresa Nacional Carbonífera del Sur (ENCASUR). El avance de las nuevas tecnologías en procesos de explotación minera, pasando de la extracción subterránea a la de cielo abierto, ha favorecido que a pesar de los precios bajos que estaba sopor-tando el mercado, las explotaciones puedan ser más competitivas, al pro-ducirse un mayor rendimiento.

Los materiales carbonosos, además de ser recursos mineros de interés económico, ofrecen un notable interés paleontológico, ya que en ellos se encuentran abundantes restos vegetales (fragmentos de troncos, hojas, tallos, etc.) a modo de moldes/contramoldes y huellas. Las característi-cas físicas, geológicas y ambientales favorecieron la acumulación de res-tos en este tipo de materiales, con un excelente estado de conservación. Su estudio ha permitido conocer la flora existente en la zona durante el Carbonífero. Los grupos que alcanzaron mayor esplendor fueron tres: los helechos arborescentes, los grandes licopodios (*Lepidodendron* y *Sigillaria*) y equisetos (*Calamites*). Otros grupos también desarrollados fueron las primeras coníferas. Los restos más antiguos son hallados en los mate-riales de la cuenca de Valdeinfierno, aunque la mayor concentración y diversidad de especies se encuentra en la Cuenca del Guadiato. Uno de los afloramientos más importantes de la provincia de Córdoba se sitúa entre los núcleos de Belmez y Espiel. En él se han encontrado restos úni-cos en la Península.

Gran parte de los fósiles carbonosos hallados en estos sedimentos han sido recogidos y se encuentran expuestos en el Museo Paleobotánico de Córdoba, el único de esta categoría existente en España o Europa.

RECONSTRUCCIÓN DE LOS ÁRBOLES FÓSILES (Tomado de Wagner, 1999)



► 13.2. Localidades de interés

► 13.2.1. Cuenca de Valdeinfierno (176)

Valdeinfierno es una pequeña cuenca carbonífera, de tipo fosa tectónica, delimitada por fallas perimetrales que originaron un área fuertemente subsidente rodeada de relieves circundantes. Bordeando estos relieves se desarrollaron numerosos sistemas de abanicos aluviales, que formaron orlas de áreas pantanosas entre sus coalescencias. Los materiales que fueron rellenando y colmatando esta cuenca proceden de la erosión de dichos relieves, posteriormente transportados por los arroyos y finalmente depositados. En estos sedimentos se enterraron restos vegetales, que con el inicio de la Orogenia Hercínica se convertirán en niveles de carbón.

Dentro del ámbito de esta cuenca hay que destacar el Pozo Maestro, cuya explotaciones comenzaron en el siglo XIX y se mantuvieron hasta el siglo XX, alcanzando los 300.000 toneladas en el primer tercio del siglo XX. Actualmente, su patrimonio se reduce a los restos que quedan del pozo y una chimenea.



Restos del pozo y la chimenea del Pozo Maestro.
J. C. Feixas Rodríguez.



Complejo industrial en la cuenca de Valdeinfierno.
Miguel Villalobos.

► 13.2.2. Cuenca del Guadiato : Capa Cervantes (179); Pozo San Antolín (181); Pozo Espiel (188)

La Cuenca del Guadiato, con una morfología alargada y estrecha, ocupó durante el Carbonífero una gran extensión que quedaría más tarde reducida por los efectos compresivos de la Orogenia Hercínica.

El relleno de la cuenca, de origen mixto, formado por materiales marinos y continentales (sedimentos marinos, lacustres, fluviales y de abanico aluvial, en cuyo interior se encuentran los restos vegetales), condicionó la formación de carbón. En relación con estos materiales se han localizado intercalaciones de emisiones volcánicas, algunas de ellas con la presencia de mineralizaciones de sulfuros complejos polimetálicos.

Uno de los yacimientos de carbón más característicos de la zona es la capa Cervantes, situada en el paraje de “El Porvenir”. Sus explotaciones comenzaron allá por el 1800 y se han mantenido hasta finales del siglo XX. A lo largo de todo este tiempo, el método de explotación tradicional de pozos subterráneos fue sustituido por el de cielo abierto. Su abundante patrimonio minero industrial revela la intensa actividad extractiva que llegó a realizarse en este sector. El castillete y un antiguo pozo son, sin embargo, los elementos que aún se conservan.

En el Pozo San Antolín se localiza uno de los niveles de carbón más productivos y explotados de toda la provincia cordobesa. Su actividad comenzó a finales del siglo XVIII y se ha mantenido hasta finales del XX. Su alta productividad también se tradujo en una mejora de las instalaciones asociadas. Una de ellas consistió en el empleo de un ferrocarril como elemento de transporte. En la actualidad apenas se conserva este patrimonio minero.

El Pozo Espiel constituye una de las pocas explotaciones que todavía sigue funcionando. Además de su interés minero, el yacimiento destaca por su interés estratigráfico y paleontológico, ya que en él han sido encontrados numerosos restos de plantas, tallos y troncos fósiles.

Capa Cervantes, Pozo San Antolín y Pozo Espiel



Pozo de San Antolín. J. C. Feixas Rodríguez.



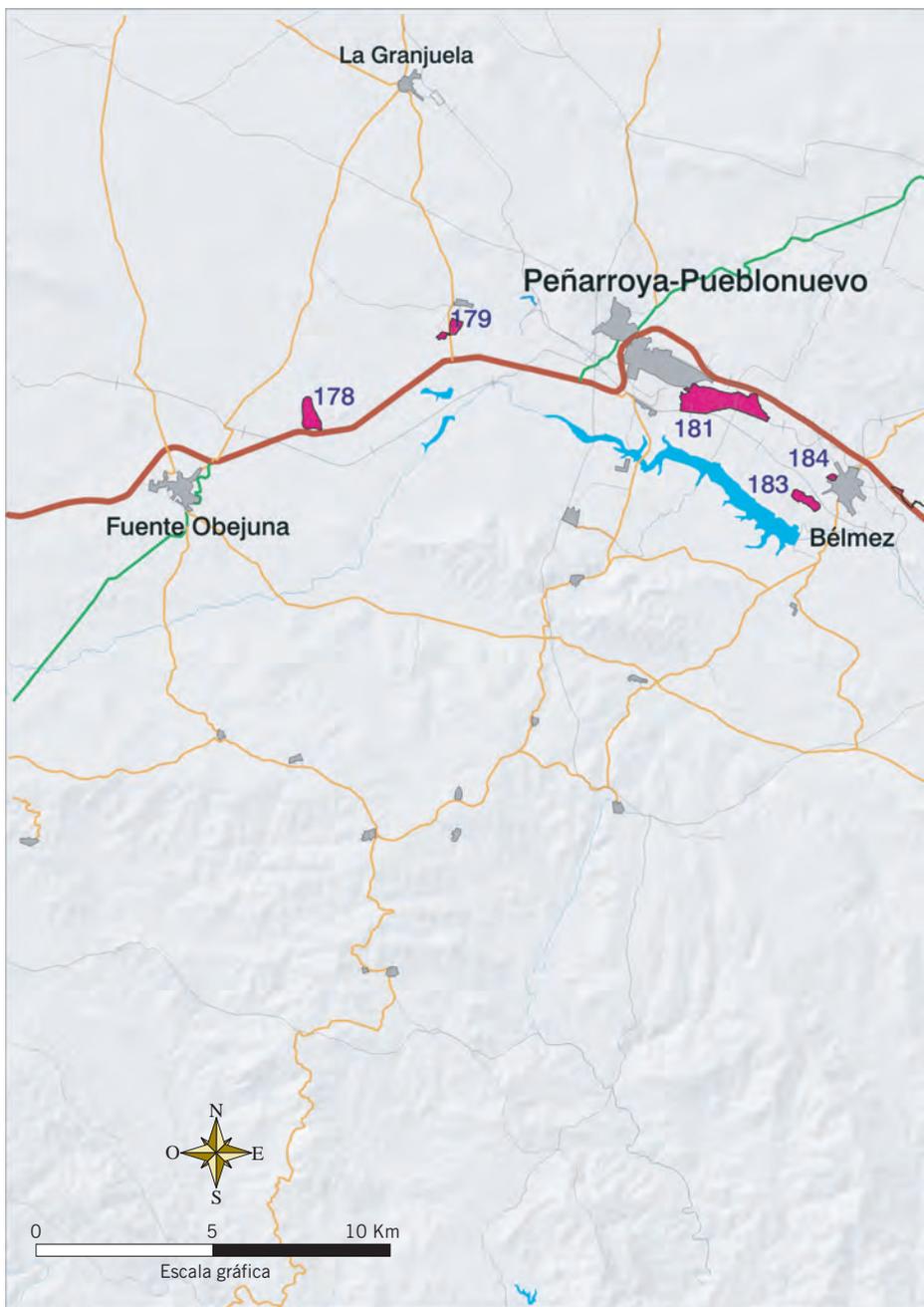
Restos de los pozos empleados en la extracción del carbón. J. C. Feixas Rodríguez.



Explotaciones en Pozo Espiel. Miguel Villalobos.



Castillete empleado en la explotación de carbón. Miguel Villalobos.

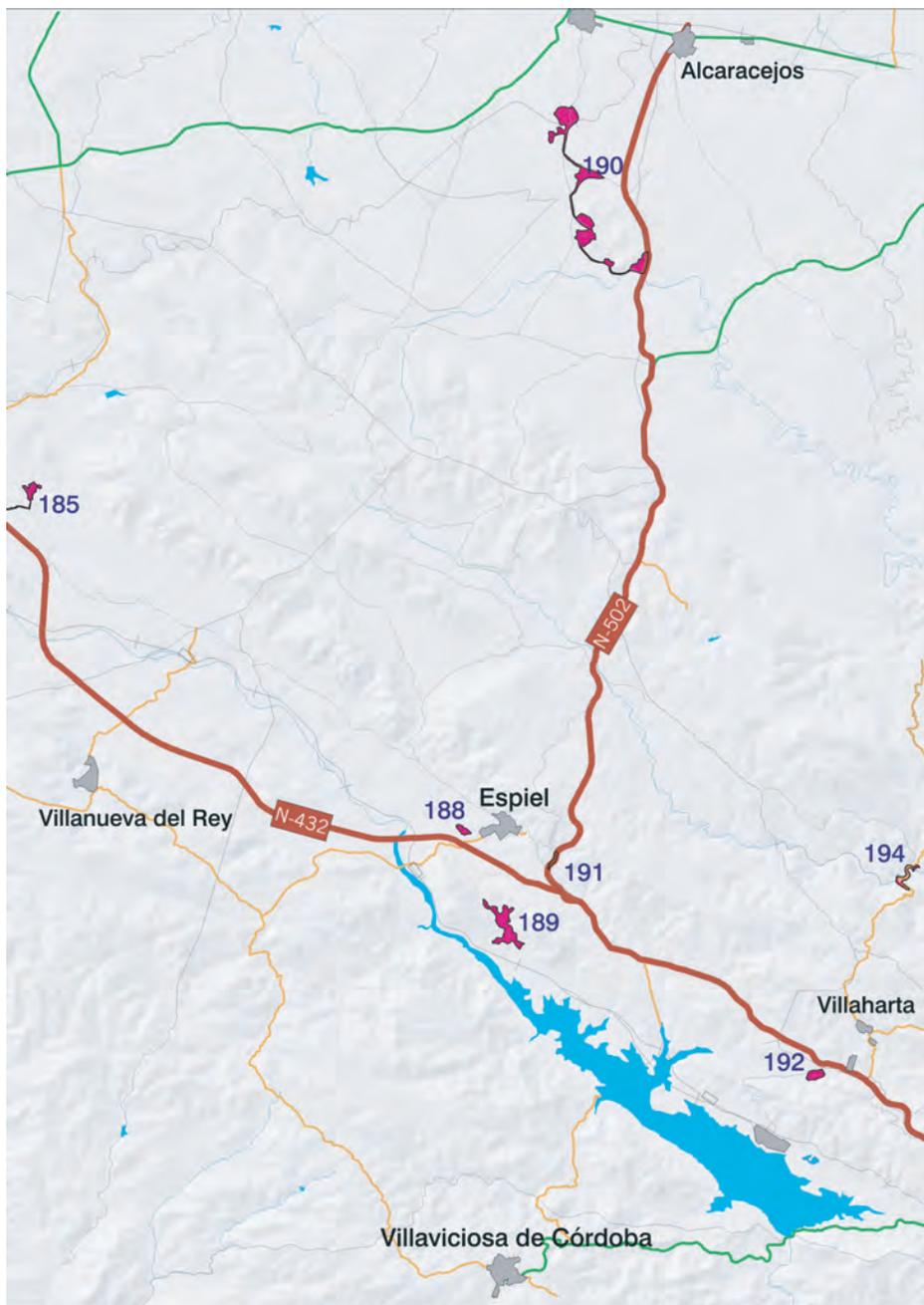


**Infraestructuras
viarias**

- Autopistas y autovías
- Carretera de 1^{er} orden
- Comarcal
- Local
- Caminos, pistas particulares

Otras

- Red fluvial
- - - - Términos municipales



 Localidades inventariadas

Código Denominación

- | | |
|---|--|
| 178 Coladas volcánicas de Fuente Obejuna | 190 Mineralizaciones filonianas de plomo y plata |
| 179 Minas de carbón de la capa Cervantes | 192 Manantial de Fuente Agría |
| 181 Corta carbonífera de Peñarroya | 194 Lavas almohadilladas del Guadalbarbo |
| 183 Troncos fósiles del Carbonífero de Belmez | 191 Conglomerado de Espiel |
| 184 Peñón de Belmez | |
| 185 Mina de carbón Aurora | |
| 188 Serie carbonífera de Pozo Espiel | |
| 189 Polje de la Ermita de la Estrella de Espiel de El Soldado | |

Mapa de situación de localidades de interés de esta zona.

► 13.3. Otras localidades de interés

► 13.3.1. Coladas volcánicas de Fuente Obejuna (178)

Los cerros testigos que destacan en la extensa penillanura de Fuente Obejuna son afloramientos de rocas volcánicas (riolitas). Proceden de magmas volcánicos extruidos a favor de las fracturas generadas durante la Orogenia Hercínica. La resistencia a la erosión que presentan estas rocas han producido un resalte morfológico en el paisaje.



Domos volcánicas de Fuente Obejuna. F.º Javier Roldán García.

► 13.3.2. Peñón del Belmez (184)

El Peñón de Belmez, localidad de interés geomorfológico, representa un cerro testigo aislado. Es un bloque desgajado de una antigua plataforma carbonatada de edad Carbonífera, debido a la tectónica hercínica. Se rodea completamente por materiales detríticos que conforman una superficie en penillanura. Su singularidad es el resalte morfológico que genera, a cuyo pie se sitúa el pueblo de Belmez.



Peñón de Belmez. F.º Javier Roldán García.

► 13.3.3. Troncos fósiles de Belmez (183)

En las rocas que afloran junto a Belmez destaca un nivel conglomerático de origen fluvial, en el que se han descubierto importantes restos vegetales carboníferos (Carbonífero medio-superior). Consisten en fragmentos de troncos fósiles de orden métrico. Concretamente uno de ellos presenta una longitud de 4 m y una anchura de 40 cm. Además, existen huellas de hojas y plantas. Muchos de estos hallazgos han sido recogidos y expuestos en el Museo Paleobotánico de Córdoba.



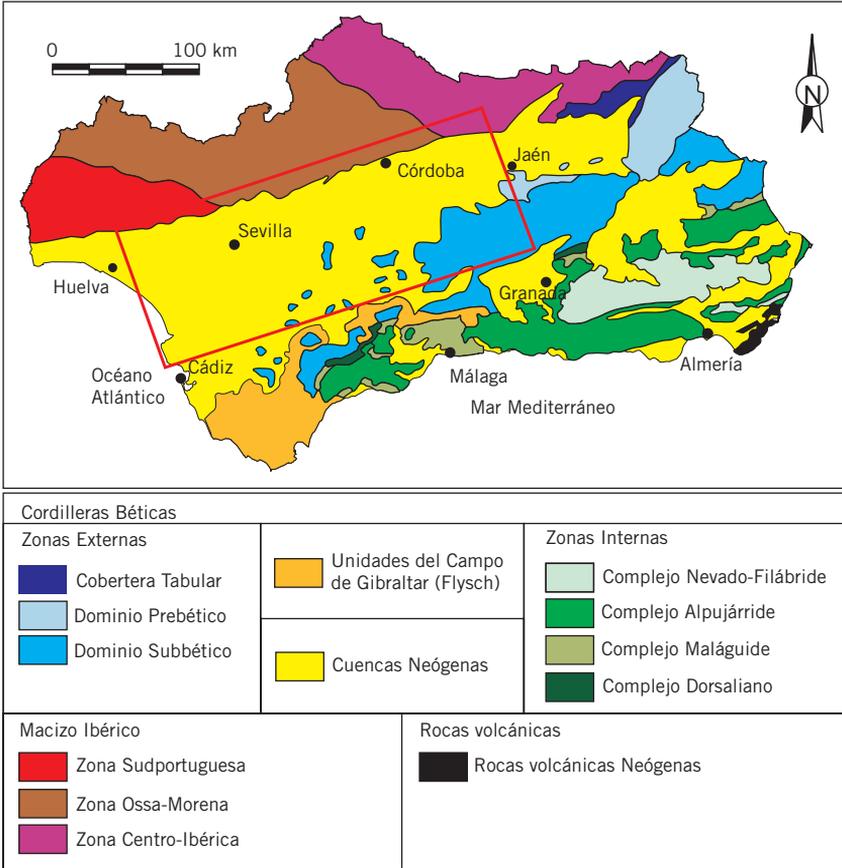
Nivel conglomerático donde se hallan los troncos fósiles. F.º Javier Roldán García.

Capítulo 14 ■ ■ ■

Cuenca del
Guadalquivir



► 14.1. Contexto geológico



Mapa de situación y unidades geológicas de la Cuenca del Guadalquivir.

La Cuenca del Guadalquivir constituye uno de los tres grandes dominios geológicos de Andalucía. Ocupa un área extensa del territorio andaluz que comprende parte de las provincias de Jaén, Córdoba, Sevilla, Huelva y Cádiz. Su morfología es subtriangular, alargada en la dirección ENE-OSO, y por ella discurre el río más importante de la Comunidad: el Guadalquivir. Geográficamente, la depresión del Guadalquivir está limitada al norte por los relieves hercínicos de Sierra Morena, al sur por los relieves subbéticos, al este por los prebéticos de la Sierra de Cazorla y al oeste por el Golfo de Cádiz. Aunque su topografía es muy suave, se observa un descenso progresivo de cota desde el sector oriental (800 m), hasta el occidental, situado a nivel del mar.

La Cuenca del Guadalquivir se formó durante el Neógeno como una cuenca periférica al norte de la Cordillera Bética. Constituye una “cuenca de antepaís”, situada entre el frente de la Cordillera Bética (borde activo) y el Macizo Ibérico (borde pasivo). El relleno sedimentario de la cuenca se realizó mientras se estructuraba la Cordillera Bética, entre el Mioceno inferior y el Plioceno. Esta circunstancia ha condicionado una disposición asi-



métrica de sus sedimentos, de modo que en la mitad norte afloran unidades de carácter autóctono, mientras que en la mitad sur lo hacen unidades alóctonas procedentes del “volcado” de materiales desde el frente de la Cordillera Bética a la depresión. Este conjunto alóctono de materiales se conoce como “Unidad Olitostromica” y está compuesta esencialmente por materiales béticos mesozoicos y cenozoicos, muy desarticulados y dispuestos caóticamente.

El relleno sedimentario de la cuenca puede dividirse en dos grandes conjuntos estratigráficos: el inferior, que incluye los materiales depositados previos a la colisión, y el superior, que comprende los materiales de la propia cuenca de antepaís.

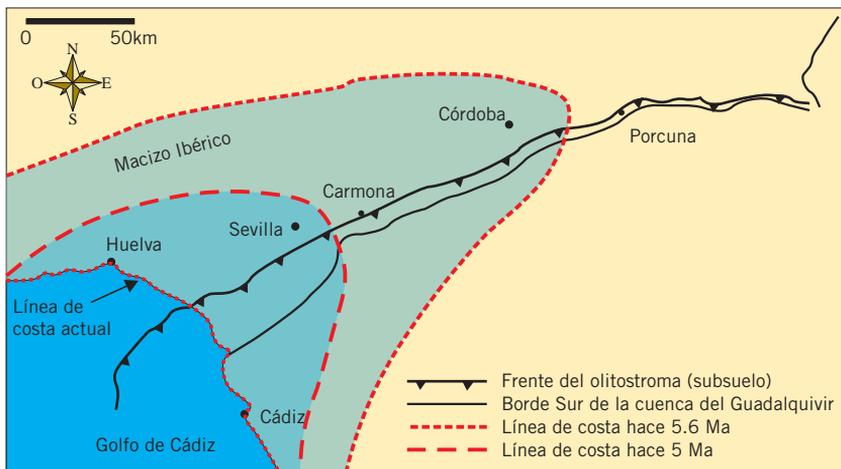
Los primeros, de edad Burdigaliense–Langiense–Serravaliense, están formados por facies de “moronitas” o “albarizas”, que consisten en margas de color blanco, ricas en foraminíferos, cocolitos y diatomeas depositadas en ambientes marinos profundos.

Por otra parte, los segundos constituyen el relleno propiamente dicho de la cuenca de antepaís. Este es dividido en cinco secuencias deposicionales (conjunto relativamente concordante de estratos, genéticamente relacionados y cuyo techo y muro son discontinuidades o continuidades correlativas). Estas unidades sedimentarias, que alcanzan una potencia de entre 300 y 400 m, se componen de: a) facies de plataforma, formadas por arenas y lutitas que hacia techo pasan a areniscas bioclásticas; b) facies de talud, constituidas por arcillas; c) facies de cuenca, sedimentos pelágicos (alejados de costa) con gran diversidad de microfauna; y d) facies turbidíticas, con depósitos de canal y lóbulo. La interpretación de estos depósitos ha permitido definir un modelo sedimentario para esta cuenca que consiste en un sistema de plataforma-talud en el que progradan cuerpos sedimentarios hacia el oeste, desplazando al mismo tiempo la línea de costa.

Dichas unidades fueron depositadas en edades diferentes y afloran en diversos sectores de la cuenca. La primera unidad, Tortoniense inferior–medio, ocupa el sector más oriental de la cuenca, entre Bailén e Iznataf. La segunda, de edad Tortoniense medio–superior, aflora en numerosos

lugares, y está representada por niveles de calcarenitas. La tercera, Tortonien-se superior–Messiniense inferior, aflora exclusivamente en Porcuna (Jaén), y en la actualidad es explotada en canteras. La cuarta unidad es Messiniense superior–Plioceno inferior. Finalmente, la quinta, Plioceno inferior, aflora exclusivamente en el extremo occidental de la cuenca.

CAMBIOS PALEOGEOGRÁFICOS EN LA CUENCA DEL GUADALQUIVIR, CON LA RETIRADA PROGRESIVA DEL NIVEL DEL MAR HACIA EL OSO
(Tomada de Vera, 2000)



► 14.2. Sistema morfodinámico, formas y procesos de interés

► 14.2.1. Sistema Fluvial

La morfogénesis fluvial es muy activa y está asociada a la presencia de corrientes de agua, continuas o discontinuas, que discurren, encauzadas o semiencauzadas, desde las partes altas de la cuenca de alimentación hasta la desembocadura. La energía del sistema en cada tramo de su recorrido depende de la posición topográfica del mismo respecto de su nivel de base, establecido en su desembocadura al mar. Según esto, las acciones que realiza una corriente de agua son erosión, transporte y sedimentación.

- **Erosión:** Esta actividad se realiza sobre todo en los tramos más altos de la cuenca. En ellos se produce el desgaste y arranque del sustrato. La intensidad con la que se lleva a cabo este proceso depende de factores como la velocidad del flujo, la pendiente y la litología de los materiales por los que atraviesa el sistema fluvial.
- **Transporte:** El material que lleva incorporado una corriente de agua se llama carga. La carga se compone de material sólido arrastrado, en suspensión y disuelto. En el tramo intermedio de los ríos, en el que suele producirse un descenso importante de la pendiente, es el proceso más importante.
- **Sedimentación:** Al final del tramo intermedio y, sobre todo, en el tramo inferior, la disminución de la velocidad de la corriente del río provoca el depó-

sito de los sedimentos que transporta. Los primeros en depositarse son las partículas sólidas más pesadas. Buena parte de los sedimentos de los ríos se acumulan en las llanuras que rodean el cauce durante las avenidas. El río desborda sus márgenes y, fuera del cauce principal, el agua pierde velocidad y deposita la arena y el limo que transporta y parte de la carga en suspensión. Las partículas arenosas que siguen en el cauce y las que permanecen en suspensión acaban en el mar, donde, según las condiciones se acumulan en un delta o son arrastradas por las corrientes costeras para acabar en algún punto del fondo marino.

Asociadas a estos procesos pueden generarse una gran variedad de formas, tanto erosivas como de depósito o acumulación. Una clasificación muy simple podría ser la siguiente:

<p>FORMAS ASOCIADAS A CAUCES DE RÍOS E INTERFLUVIOS</p>	<ul style="list-style-type: none"> • Cañones o desfiladeros • Valles • Meandros (vivos o abandonados) • Mesas (relieves residuales)
<p>FORMAS DE ACUMULACIÓN</p>	<ul style="list-style-type: none"> • Abanicos aluviales • Sistemas de terrazas • Llanuras de inundación • Meandros colmatados • Deltas

- *Cañón*: Encajamiento profundo, de paredes casi verticales, originado por la acción erosiva de una corriente de agua. Estas formas suelen originarse en la cabecera de los ríos, donde la pendiente es muy acusada. Si el cañón es estrecho y profundo se denomina desfiladero. Si es de recorrido curvo se denomina hoz.
- *Valles*: Aguas abajo del nacimiento de un río, la pendiente condiciona que el cauce realiza una intensa actividad erosiva lineal o vertical excavando corredores.
- *Meandros*: los trazados curvos de cursos de agua (un único canal de fuerte sinuosidad) se conocen como meandros. Esta forma se origina cuando el río comienza a erosionar el lecho en un margen del cauce, produciendo al

mismo tiempo el depósito de materiales en el otro margen. Un meandro vivo puede llegar a evolucionar hasta estrangularse, siendo en este caso abandonado por la corriente.



Vista aérea del meandro del río Barbate, Cádiz. Miguel Villalobos.



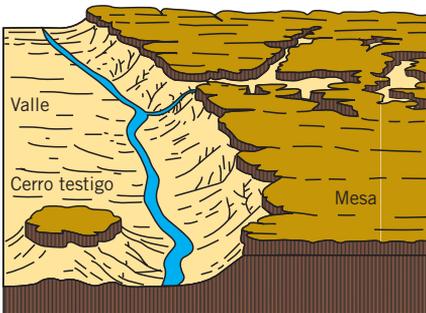
Valle del río Guadalquivir. Miguel Villalobos.

- **Mesas:** Son formas muy características en la Cuenca del Guadalquivir. En un relieve, el nivel superior de coronación aflorante está formado por rocas más duras y competentes que las que componen la base, protegiendo de la erosión a los materiales infrayacentes. El relieve evoluciona hasta generar una estructura cónica con techo plano que evoluciona hasta generar una estructura cónica con techo plano de forma amesetada.

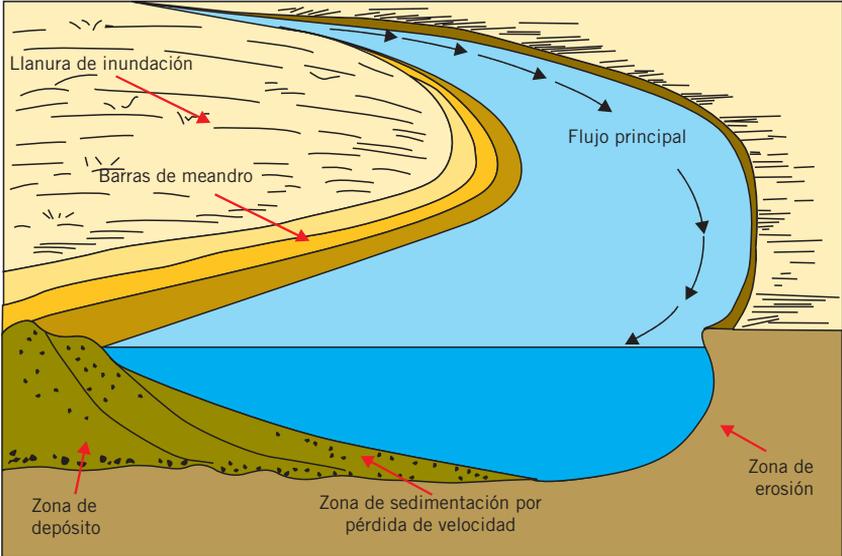


Mesa de Setefilla. Miguel Villalobos.

ESQUEMA SIMPLIFICADO DE UNA MESA
(Modificada de Strahler, 1992)

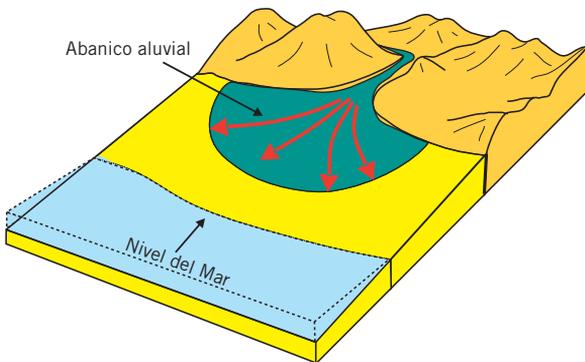


Pueden generarse en una posición interior de la cuenca, llegando a constituir un “cerro testigo”, o adosadas a los relieves de borde de la depresión. Este segundo caso es muy frecuente en el Guadalquivir en los relieves de borde de Sierra Morena.



- *Abanicos aluviales*: formas de acumulación originadas cuando, tras fuertes precipitaciones, los cursos de agua confinados salen desbordados de las áreas montañosas y alcanzan una zona de relieve más suave. El cambio brusco de pendiente favorece el depósito de la carga del río. Presentan formas cónicas con el vértice hacia las montañas, en las que los sedimentos más groseros se acumulan próximos al vértice y los más finos hacia las partes más distales. Diversos abanicos pueden solaparse lateralmente, formando abanicos coalescentes.

ESQUEMA SIMPLIFICADO DE UN ABANICO ALUVIAL

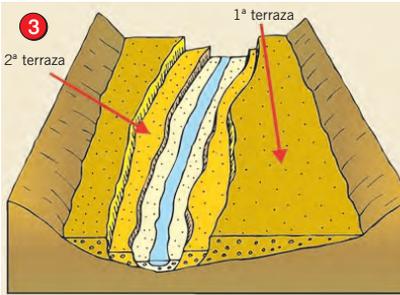
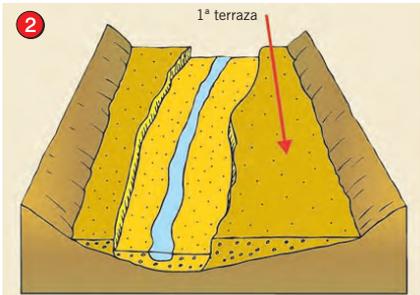
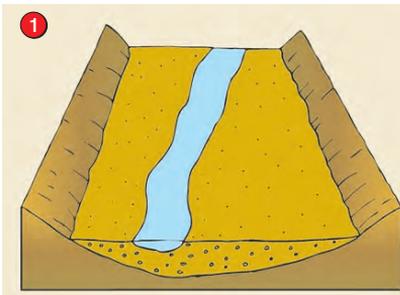




Nivel de terraza antiguo en el río Guadalquivir. Sobre ésta se instala el pueblo de Montoro. Fº Javier Roldán García.

- **Terrazas fluviales:** son superficies de depósito, planas, limitadas por taludes verticales y dispuestas de forma escalonada a ambos lados de un cauce. Se componen de materiales depositados por el propio río en una antigua llanura de inundación más alta que la actual. Las antiguas fases de relleno de sedimento de la llanura fluvial son excavadas por el encajamiento del cauce. Las causas más frecuentes que determinan la formación de un sistema de terrazas son climáticas, cambios en el nivel del mar y levantamiento de la corteza terrestre por donde discurre el río. Las terrazas situadas topográficamente más altas son las más antiguas.

ETAPAS DE FORMACIÓN DE UN SISTEMA DE TERRAZAS



1. Etapa de relleno aluvial. La corriente deposita los sedimentos que transporta y se produce el relleno del cauce
2. Un cambio en el nivel de base hace que la rambla evolucione para alcanzar su estado de equilibrio. Se instala un nuevo lecho que erosiona los depósitos anteriores, pasando a ser un nivel de terraza más antiguo.
3. Se repite el mismo proceso, con etapas de relleno y de erosión, dando lugar a varios niveles de terrazas

- *Llanura de inundación*: área contigua al canal de estiaje (cauce habitual) de un río que queda inundada cuando el río incrementa su caudal. En estas áreas el río deposita su carga, formando zonas de vega muy ricas desde el punto de vista agrícola.



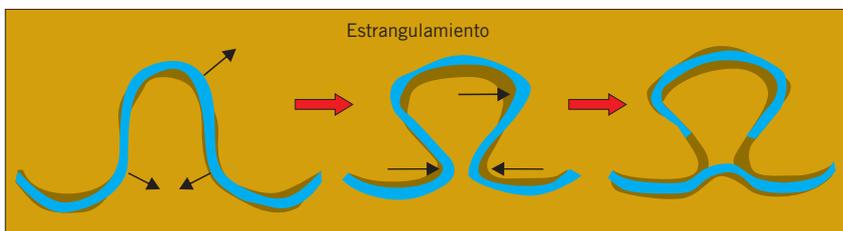
Llanura de inundación del río Barbate (Cádiz) antes de su desembocadura. Joaquín Rodríguez Vidal.

- *Meandro colmatado*: cuando el meandro de un río sufre un estrangulamiento por convergencia de los dos extremos del arco se produce el abandono de un fragmento de cauce, dando lugar a un meandro abandonado. El fragmento descolgado es rellenado y colmatado de sedimentos en inundaciones posteriores o porque en él se forma un lago.



Meandro muy próximo al estrangulamiento en el río Guadalquivir, en Montoro. Fº Javier Roldán García.

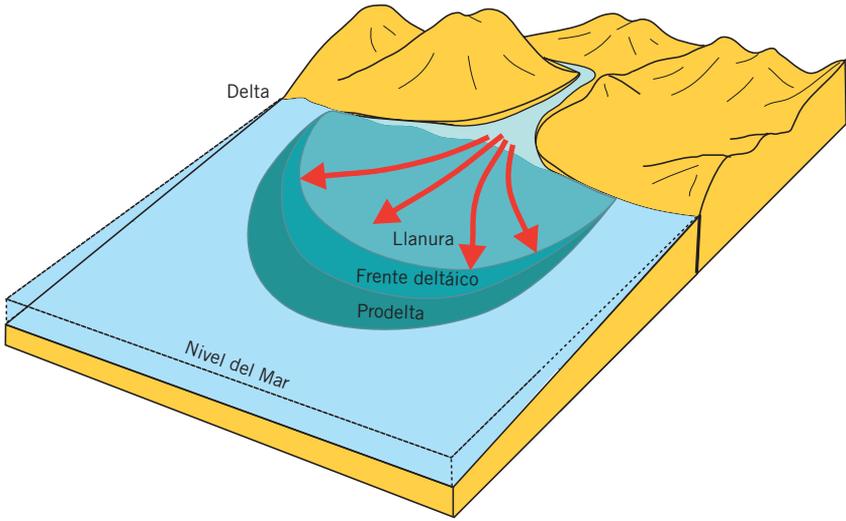
EL ESTRANGULAMIENTO ES UN MECANISMO POR EL CUAL EL RÍO ABANDONA FRAGMENTOS (Tomada de Pedraza Gilsanz, 1996)



- *Deltas*: son formas de acumulación de morfología triangular que se originan en la desembocadura de un río en el mar. Los deltas se dividen en tres partes: la llanura deltáica, parte emergida afectada por la dinámica fluvial; el frente deltaico, parte mas somera de la ocupada por el mar, afectada por procesos fluviales y marinos; y, prodelta, o parte mas profunda a la que llegan los sedimentos.



Delta del río Guadalquivir. Miguel Villalobos.



► 14.3. Localidades de interés

>>> Localidades relacionadas con la historia geológica de la Cuenca del Guadalquivir

► 14.3.1. Areniscas calcáreas de las Aguzaderas (574)

La facies de areniscas calcáreas es de gran interés estratigráfico y sedimentológico en el ámbito geológico de la Cuenca del Guadalquivir. Los relieves emergidos fueron desmantelados y sus productos fueron acumulándose en la plataforma marina somera donde se mezclaron con restos calcáreos de los organismos que allí vivían. Internamente estas areniscas presentan estratificaciones cruzadas en artesa, que indican que se formaron en campos de dunas o barras submarinas. Estas areniscas son similares a las que se encuentran en Carmona, Osuna, Porcuna, etc. Actualmente, las calcerenitas se explotan en algunos sectores como roca ornamental.



Afloramiento de las areniscas calcáreas de las Aguzaderas, en el que se observan estratificaciones cruzadas en artesa.
Fº Javier Roldán García.

► 14.3.2. Moronitas de Sanlúcar de Barrameda (116)

La facies de margas blanquecinas y amarillentas que afloran en Sanlúcar de Barrameda recibe las denominaciones locales de “moronitas” o “albarizas”. Representan los sedimentos acumulados en el talud y en las zonas profundas de la cuenca durante el Mioceno. El aspecto de estos materiales es foliar, y se caracterizan porque están compuestos, en su mayor parte, por caparazones silíceos de unas algas llamadas diatomeas, junto con otros microorganismos (foraminíferos, silicoflagelados, etc.). También tienen interés económico.



Aspecto de las facies de moronitas o albarizas.
Joaquín Rodríguez Vidal.

► 14.3.3. Albero de Alcalá de Guadaira (567)

La facies de arenas y limos amarillentos, localmente denominada “albero”, son depósitos acumulados en las plataformas marinas durante el Mioceno superior. El “albero” se explota como roca industrial, siendo un producto muy demandado como revestimiento ornamental en la construcción, jardinería, etc., además de constituir el tradicional sustrato del ruedo de las plazas de toros.



Facies de albero. Miguel Villalobos.

► 14.3.4. Unidad Olitostrómica del Guadalquivir (215)

La Unidad Olitostrómica representa los sedimentos aportados desde el borde sur, Cordillera Bética, al interior de la cuenca. Es en sí misma, una unidad que aflora en el frente de la Cordillera Bética. Abarca desde la Sierra de Cazorla hasta Jerez de la Frontera, y tiene algunos de sus afloramientos más significativos en Montellano, las Ventas del Carrizal o Baena. Está compuesta por

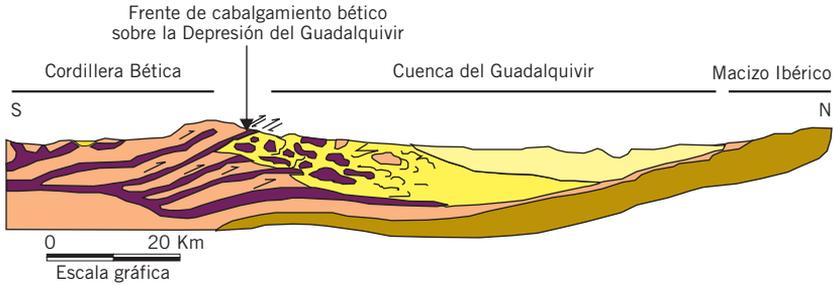


Estratos brechoideos de carácter gravitacional en la Unidad Olitostrómica en Baena, Córdoba. Fº Javier Roldán García.

materiales de diferente edad, naturaleza y tamaño, incorporados a la cuenca a través de procesos gravitacionales desde el frente bético. Se compone de materiales triásicos (arcillas y margas, areniscas rojas, yesos y dolomías),

jurásicos (calizas y dolomías), cretácicos (margas y margocalizas) y terciarios (materiales margosos), procedentes de los dominios Subbético y Prebético de las Zonas Externas del Cordillera Bética. Todos ellos constituyen una masa caótica en la que resaltan afloramientos de roca original de gran tamaño, denominados olistolitos, algunos de los cuales llegan a constituir pequeñas sierras.

CORTE GEOLÓGICO DE LA UNIDAD OLITOSTRÓMICA, EN RELACIÓN A LAS DEMÁS UNIDADES
(Tomado de Estévez, A. y Soria, J., 1992)



▮ 14.3.5. Paleodelta de Posadas – Almodóvar del Río (187)

Los afloramientos que se observan en los taludes de la carretera de Posadas a Almodóvar del Río son los depósitos de un antiguo delta desarrollado a los pies de los relieves del Macizo Ibérico emergidos, en el margen norte de la cuenca, durante el Messiniense. Son sedimentos detríticos, conglomerados, arenas y limos rojos, formados en la llanura deltaica, y materiales terrígenos y biogénicos (arcillas, arenas y gravas amarillas, areniscas calcáreas y calizas bioclásticas) acumulados en el frente deltaico. Su extensión es de unos 25 km².



Paleocanales fluviales inmersos en facies deltáicas.
Fº Javier Roldán García.

▮ 14.3.6. Paleocanal de la Cuesta del Espino (200)

Los depósitos de margas azules, depositados en la cuenca durante el Messiniense, presentan intercalaciones de antiguos canales submarinos. Están formados por sedi-



Resalte topográfico generado por materiales groseros interpretados como facies de paleocanal, en la Cuesta del Espino. Fº Javier Roldán García.

mentos detríticos (conglomerados, arenas y limos con niveles de arcillas) acumulados en cuerpos con morfología lenticular. Este tipo de materiales son muy abundantes en el subsuelo.

► 14.3.7. Tajos de Ronda (503)

Ronda alberga, desde el punto de vista geomorfológico, uno de los tajos más bellos de Andalucía, cuya historia geológica está asociada al contexto de la Cuenca del Guadalquivir. Hace unos 9 Ma, este sector estaba invadido por las aguas atlánticas, conformando una bahía que se abría hacia la cuenca del Guadalquivir. Rodeándola se elevaban relieves carbonatados, precursores de las sierras actuales. Los productos de la erosión de estos relieves se incorporaron, a través de la red fluvial, y se acumularon en el fondo de la bahía. Posteriormente se produjo la retirada del mar por el ascenso de la Cordillera Bética, lo que provocó la emersión de toda la zona. Una vez en la superficie, el río Guadalquivir se ha encajado labrando este tajo tan singular.



Tajos de Ronda. Miguel Villalobos.

En el sector de Zuheros, en el contacto del borde sur de la Cuenca del Guadalquivir con la Sierra Subbética cordobesa, se observa cómo las unidades del Dominio Subbético, constituidas esencialmente por carbonatos y que conforman las sierras, se desplazaron hacia el norte, hacia el interior de la Cuenca del Guadalquivir. En este borde resalta la presencia de materiales carbonatados del Jurásico y Terciario desarticulados, que forman olistolitos (grandes bloques) que destacan como pequeños cerros entre los materiales blandos magsos del relleno de la cuenca.

► 14.3.8. Frente de cabalgamiento de Zuheros (224)

En el sector de Zuheros, en el contacto del borde sur de la Cuenca del Guadalquivir con la Sierra Subbética cordobesa, se observa cómo las unidades del Dominio Subbético, constituidas esencialmente por carbonatos y que conforman las sierras, se desplazaron hacia el norte, hacia el interior de la Cuenca del Guadalquivir. En este borde resalta la presencia de materiales carbonatados del Jurásico y Terciario desarticulados, que forman olistolitos (grandes bloques) que destacan como pequeños cerros entre los materiales blandos magsos del relleno de la cuenca.



La línea marca aproximadamente el contacto entre el frente de cabalgamiento de la Sierra Subbética cordobesa y la Cuenca del Guadalquivir, en el sector de Zuheros.

► 14.3.9. Discordancia de Villafranca de Córdoba (212)

En el borde norte de la Cuenca del Guadalquivir, en el sector de Villafranca de Córdoba, la apertura de una carretera ha permitido observar en uno de sus taludes un excelente afloramiento de una discordancia. En él se observa el contacto entre las unidades de pizarras y areniscas del Carbonífero de la Zona de Ossa-Morena del Macizo Ibérico, que representan el zócalo, y las areniscas y gravas del relleno de la Cuenca del Guadalquivir. Este contacto es una discordancia angular, que separa la unidad infrayacente plegada y la unidad suprayacente horizontal. Esta superficie establece la posición relativa de las aguas atlánticas dentro de la cuenca en el Mioceno superior.



Detalle de la discordancia sobre el zócalo plegado.
F.º Javier Roldán García.

>>> Localidades relacionadas con la dinámica fluvial actual

► 14.3.10. Meandro encajado del río Guadalquivir en Montoro (222)

En el sector de Montoro, en la provincia de Córdoba, el río Guadalquivir traza un espectacular meandro. En su margen externo la corriente fluvial erosiona el lecho mientras que en el margen interno ha depositado sedimentos formando una barra de meandro o “point-bar”. La ubicación del pueblo de Montoro sobre una superficie topográficamente más alta, sobre una terraza fluvial, nos señala el encajamiento del río durante el Cuaternario. El sector de Montoro es, por otro lado, uno de los escasos sectores de toda la Cuenca del Guadalquivir, en el que el río discurre por las rocas paleozoicas de la Zona de Ossa-Morena.



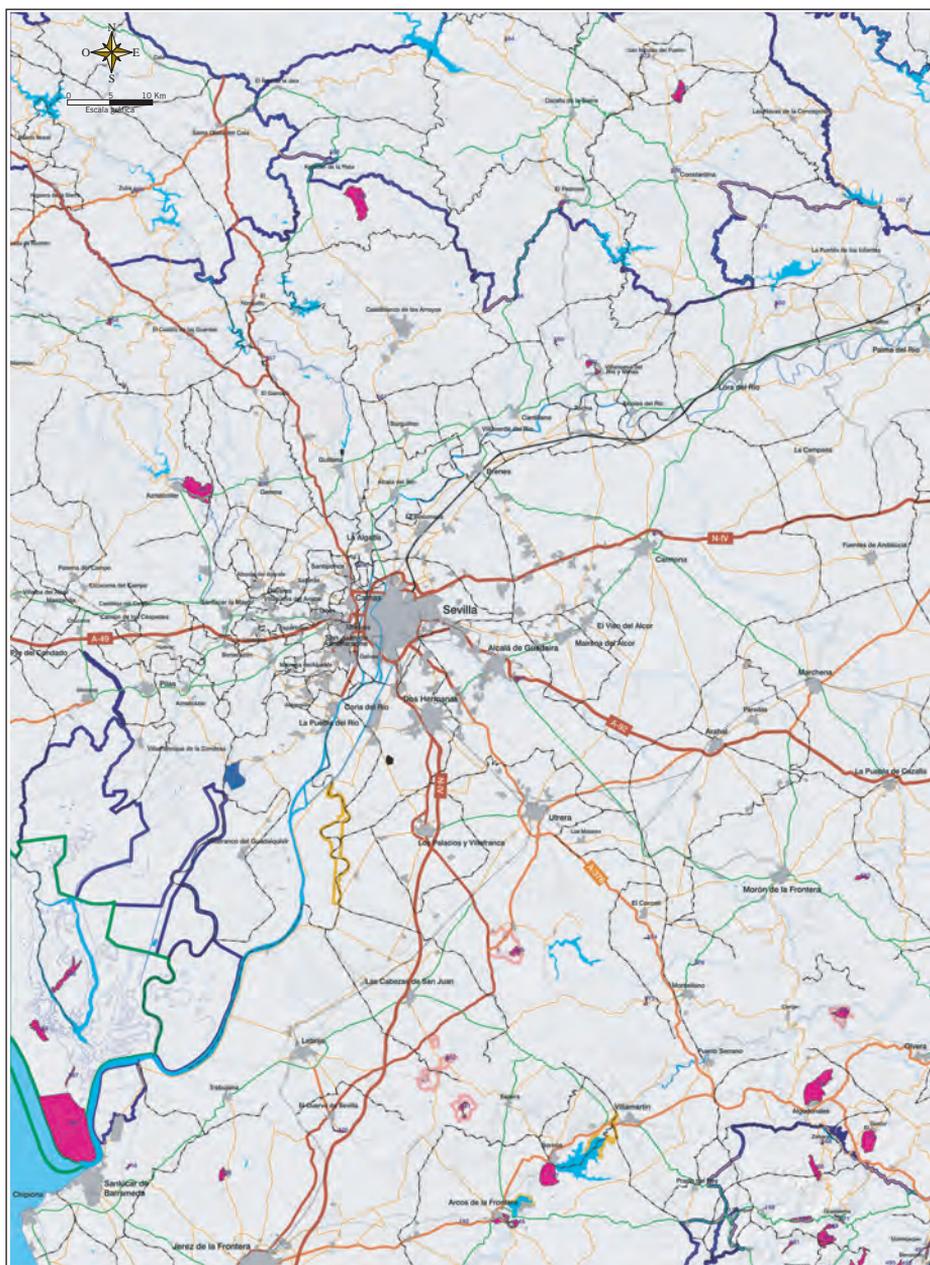
Meandro del río Guadalquivir en las inmediaciones de Montoro. F.º Javier Roldán García.

► 14.3.11. Mesa de Setefilla (580)

La Mesa de Setefilla constituye un enclave de interés geomorfológico. Conformar un relieve en mesa adosado al margen norte de la cuenca y constituido por un nivel superior de areniscas calcáreas del Mioceno superior, que se dispone claramente discordantemente sobre esquistos y gnéises, plegados y deformados, del Precámbrico del Macizo Ibérico.



Mesa de Setefilla sobre la cual se instala la ermita del mismo nombre. F.º Javier Roldán García.



Espacios Naturales Protegidos

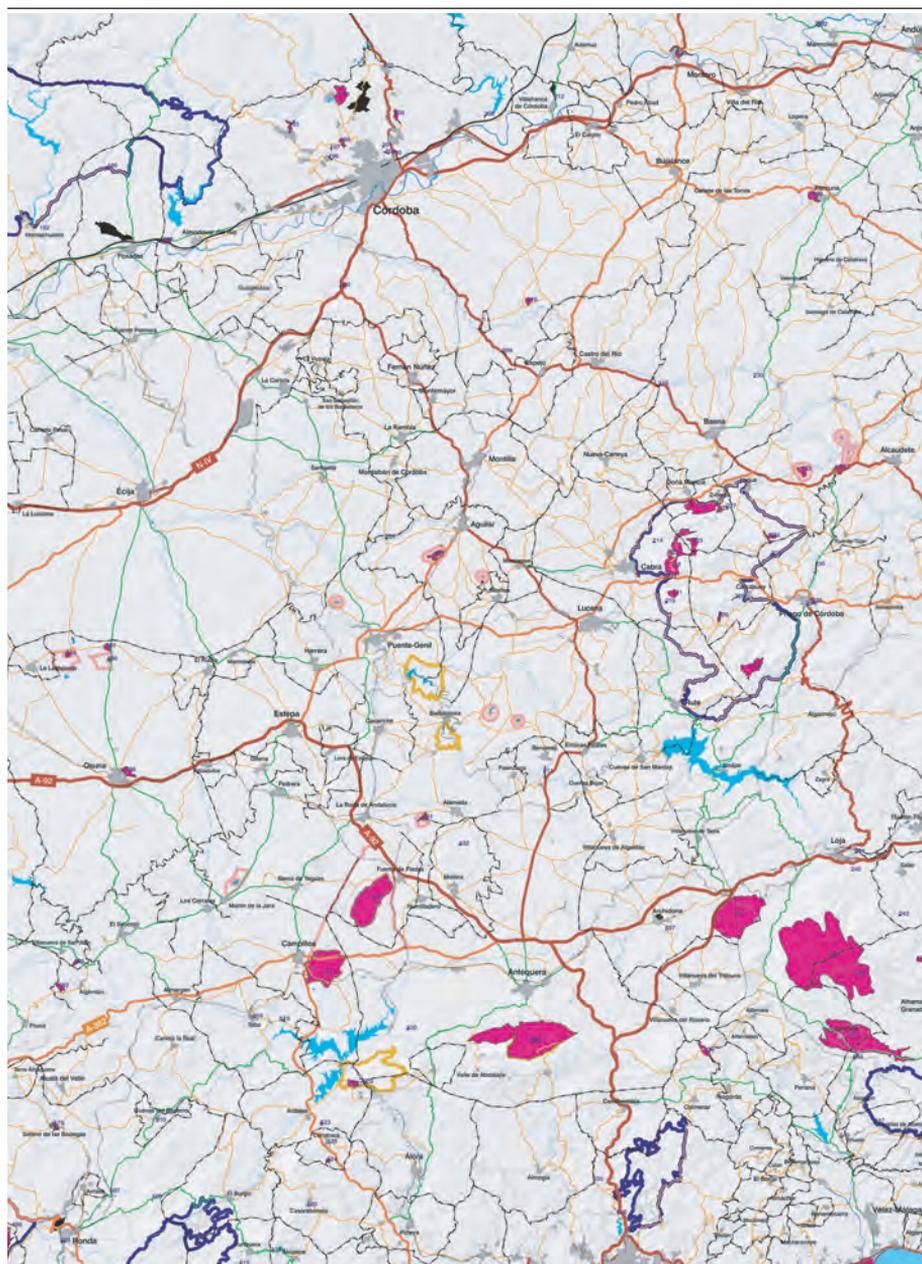
- Parque Nacional
- Parque Natural
- Paraje Natural
- Reserva Natural
- Monumento Natural

Infraestructuras viarias

- Autopistas y autovías
- Carretera de 1^{er} orden
- Comarcal
- Local
- Caminos, pistas particulares

Otras

- Red fluvial
- Términos municipales



Mapa de situación de localidades de interés de la Cuenca del Guadalquivir
 Listado de las localidades inventariadas en la página siguiente >>



Localidades inventariadas

Código Denominación

- 116 Moronitas en Sanlúcar de Barrameda
 126 Serie Pliocena de la Mesa de Asta
 135 Serie Pliocena de El Cuervo
 141 Lagunas de Espera
 142 Mina de azufre del Señor del Perdón
 145 Tajo de Arcos de la Frontera
 147 La Angostura de Bornos
 158 Fuente de Benamahoma
 161 Fallas del Salto del Cabrero en Benaocaz
 163 Canchales de la Sierra del Pinar
 165 Karst de la Sierra de Lijar
 166 Garganta Verde en Zahara de la Sierra
 167 Karst de la Sierra del Endrinal
 168 Peñón de Zahara de la Sierra
 169 Polje del Endrinal en Grazalema
 170 Sima de Cacao
 171 Paleokarst de Grazalema
 174 Cerro de Lagarín en El Gastor
 175 Escarpes del Río Trejo en Setenil
 180 Cañón de la Pasada de Algeciras
 182 Discordancia de Hornachuelos
 186 Mina de plomo y blenda Casiano del Prado
 187 Paleodelta de Posadas-Almodóvar
 193 Cañón de las Cabrerías y Baños de Popea
 196 Serie volcanosedimentaria de San Jerónimo
 197 Cantera romana del Rodadero de los Lobos
 198 Berrocal de las Jaras
 199 Cerro de las Ermitas
 200 Paleocanal de la Cuesta del Espino
 201 Icnofacies del Puente de Hierro
 202 Mina de cobre de Cerro Muriano
 203 Abanico Aluvial Submarino del Arroyo Pedroche
 204 Salinas del río Cabra
 205 Serie Cámara del Arroyo Pedroche
 206 Loma de los Escalones
 207 Laguna de Zoñar
 208 Flora carbonífera de Navallana
 209 Salinas de Duernas
 210 Loma de Teba
 212 Discordancia de Villafranca de Córdoba
 213 Manantial de la Fuente del Río
 214 Sima de Cabra
 215 Unidad Olistostromática del Guadalquivir
 216 Serie Jurásica de Fuente de los Frailes
 217 Paleokarst de la Venta Los Pelaos
 218 Lapiaz de los Lanchares
 219 Sima de la Camorra
 220 Picacho de la Sierra de Cabra
 221 Dolinas de los Hoyones
 222 Meandro encajado del río Guadalquivir en Montoro
 223 Polje de la Nava de Cabra
 224 Frente de Cabalgamiento de Zuheros
 225 Encajamiento del río Bailón
 226 Serie Jurásica de la Cañada del Hornillo
 227 Cueva de los Murciélagos de Zuheros
 228 Estratolímite Jurásico-Cretácico de Puerto Escaño
 229 Las Buitreras de las Lagunillas
 230 Cueva del Yeso de Baena
 231 Polje de La Nava de Luque
 232 Manantial Fuente de Zagrilla Alta
 233 Laguna del Salobar
 234 Manantial de Fuente del Rey
 235 Balcón del Adarve
 236 Las Angosturas del río Salado
 237 Formaciones del Trias Keuper de Alcaudete
 238 Karst de Sierra Gorda
 239 Polje de Zafarraya
 240 Manantial del Manzanil
 241 Infiernos de Loja
 242 Complejo Sima Rica-Redil
 243 Serie Jurásica del Cortijo Cardador
 244 Serie Jurásica de Venta Quesada
 384 Dunas del Cerro de Los Ansares
 385 Flecha Litoral de Doñana
 386 Vetas de Doñana
 387 Nocles de Doñana
 388 Travertino de Zufre
 389 Batolito de Santa Olalla del Cala
 390 Areniscas de la Unidad de Porcuna
 391 Discordancia Mesozoico - Paleozoico en Marmolejo
 392 Balneario de Marmolejo-La Paz
 492 Polje del Pozuelo
 495 Sima de Manuel Pérez
 497 Polje de Benaolán
 498 Complejo Hundidero-Gato
 503 Tajo de Ronda
 507 Areniscas calcáreas del Mioceno de Ronda
 509 Paleokarst del Puerto del Viento
 510 Manantial de El Carrizal (Nacimiento)
 511 Dolinas Hoyos de los Pilones
 515 Cueva de Zarzalones
 516 Serie Jurásico Superior de Teba
 518 Manantial de Jorox
 519 Serie Cretácico superior del río de la Venta
 520 Travertinos del Castillo de Casarabonela
 521 Lagunas de Campillos
 523 Cueva de Doña Trinidad
 524 Minas de níquel de Carratraca
 525 Balneario de Carratraca
 527 Sedimentos miocenos de El Chorro
 528 Laguna de Fuente de Piedra
 529 Desfiladero de los Gaitanes
 530 Sima del Águila I
 531 Lagunas de La Ratosa
 532 Sima de El Soldado
 533 Torcal de Antequera
 534 Sima Rasca
 535 Pliegues de la carretera de Casabermeja
 536 Diques basálticos del Guadalmedina
 537 Ofitas de Archidona
 538 Permótrias Maláguide en el Arroyo del Cantal
 539 Deslizamiento de Colmenar
 541 Karst yesífero de Salinas-Fuente Camacho
 544 Delta del río Vélez
 545 Formación de la Viñuela
 547 Cueva de la Fájara
 554 Mina de pirita del Castillo de las Guardas
 555 Minas de pirita de Aznalcóllar
 556 Brechas plutónicas de Gerena
 557 Cuarzitas de la Cuesta de la Media Fanega
 558 Cueva de Los Covachos
 559 Berrocal del batolito de Almadén de la Plata
 560 Meandro de la Rivera de Huelva
 561 Brechas plutónicas de Castilblanco de los Arroyos
 562 Laguna del Taraje
 564 Calizas marmóreas de Guadalcanal
 565 Laguna de Zarracatín
 566 Falla del Viar
 567 Alber de Alcalá de Guadaíra
 569 Arenales del Parroso
 570 Berrocales del Batolito del Pedroso
 571 Minas de carbón de Villanueva del Río
 572 Travertinos del Huesna
 573 Garganta del Arroyo Salado
 574 Areniscas calcáreas de las Aguzaderas
 575 Areniscas calcáreas de Carmona
 576 Cueva La Sima
 577 Karst y mina de Cerro del Hierro
 578 Unidad Olistostromática en Montellano
 579 Graptolitos del Silúrico del Cerrón del Hornillo
 580 Mesa de Setefilla
 581 Peñón de Zaframagón
 582 Tajo de la Serena
 583 Peñón de Algámitas
 584 Laguna Verde de Sal
 585 Deslizamiento de Villanueva de San Juan
 586 Laguna Calderón
 587 Laguna Turquillas
 588 Areniscas calcáreas de Osuna

► 14.3.12. Terrazas del río Guadalquivir (395)

El principal río de Andalucía, el río Guadalquivir, presenta ejemplos claros de terrazas fluviales de gran interés geomorfológico, además de paleontológico y arqueológico. Han sido definidos cinco niveles de terrazas escalonadas topográficamente y bien desarrolladas en la margen septentrional del río y mal conservadas o ausentes al sur de la cuenca. Estas terrazas se sitúan a unos 50-55 metros (terrazza 1), 30 metros (terrazza 2), 13 a 15 metros (terrazza 3), 6 metros (terrazza 4) y 0 metros (terrazza 5, cauce actual del río), respectivamente por encima del río. En esta última, los fenómenos de inundación son muy frecuentes, llegando a ser un riesgo geológico para las poblaciones instaladas en ellas.



Terrazas del río Guadalquivir. Fº Javier Roldán García.

► 14.4. Otras localidades de interés

Fuera ya del contexto geológico de la Cuenca del Guadalquivir, en el Macizo Ibérico, pero cerca territorialmente de algunas de las localidades descritas, existen otras, que aquí destacamos.

► 14.4.1. Karst y mina del Cerro del Hierro (577)

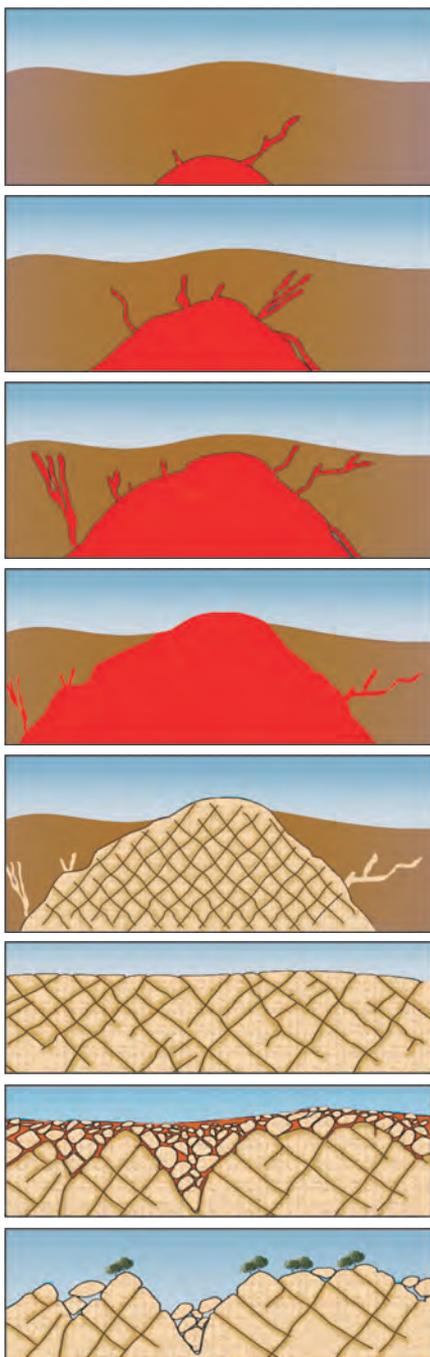
El complejo kárstico del Cerro del Hierro, instalado sobre unas calizas del Cámbrico de carácter arrecifal, pertenecientes a la Zona de Ossa-Morena del Macizo Ibérico, constituye probablemente unos de los karsts más antiguos y, a la vez, más bellos y singulares de toda Andalucía. Durante el depósito de los carbonatos, hace unos 540 Ma, hubo mineralizaciones de óxidos de hierro. Millones de años más tarde, durante la Orogenia Hercínica, estos materiales fueron sometidos a deformaciones (pliegues y fallas).



Superficie caliza sobre la que se van a desarrollar lapiaces. Miguel Villalobos.



Lapiaces del Cerro del Hierro, rodeados por un residuo rico en óxidos de hierro. Miguel Villalobos.



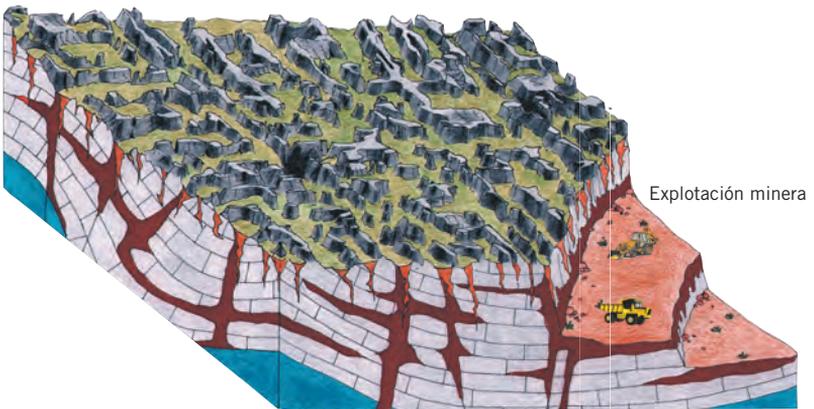
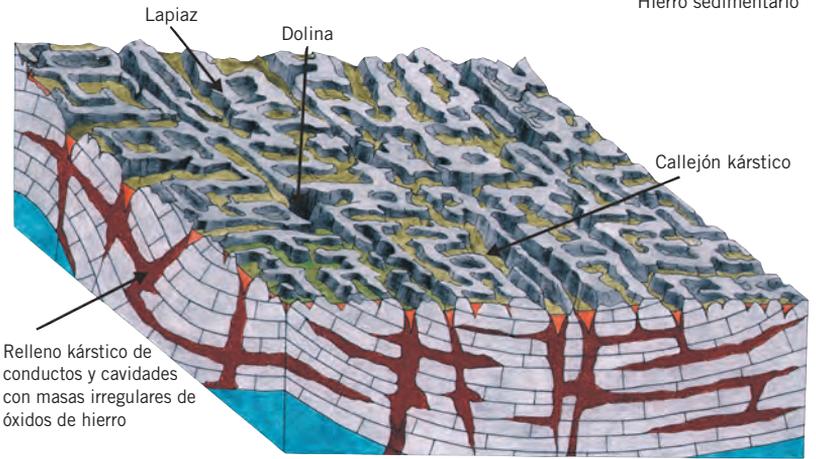
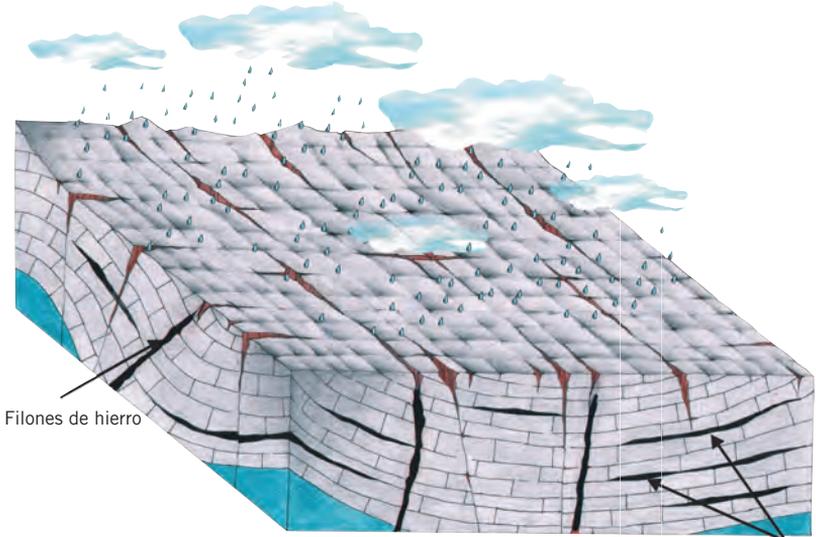
En el Carbonífero, hace unos 300 millones de años, emerge el relieve y comienza, probablemente, el proceso de kárstificación. Se forman así espectaculares formas kársticas superficiales (lapiaces de orden métrico a decamétrico, dolinas, etc.). Los minerales de hierro también fueron sometidos a procesos de lavado y removilización, lo que provocó la alteración de los minerales de hierro primario y su posterior relleno de las cavidades en forma de óxidos e hidróxidos (hematites, goethita, oligisto y limonita). El residuo insoluble de la disolución de la caliza forma un depósito arcilloso de color rojizo rico en óxidos de hierro. Su explotación minera posterior provocará la exhumación de las formas kársticas superficiales.

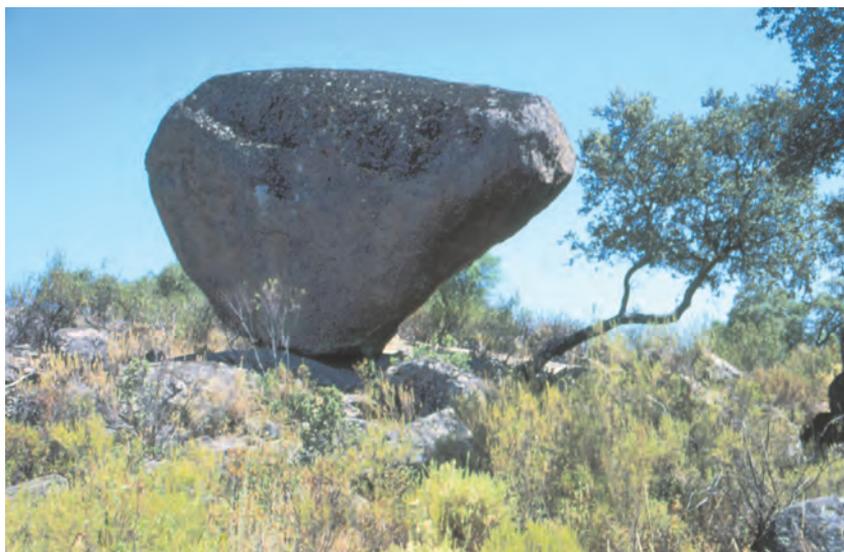
Las concentraciones de hierro han sido explotadas desde la época romana, aunque la actividad más importante tuvo lugar entre los años 1960 y 1970. El volumen de mineral explotado fue muy importante, como lo atestigua la gran infraestructura minera (ferrocarril, rampas, muelles de carga, viviendas y oficinas) que existe en las inmediaciones de las minas. Desde el año 1970 la actividad está paralizada, aunque las viviendas se están reutilizando.

► 14.4.2. Berrocal de Almadén de la Plata (559)

Los paisajes graníticos más singulares de Andalucía se concentran en el norte de las provincias de Sevilla, Huelva y Córdoba, sobre los granitos del Macizo Ibérico. Uno de estos paisajes es el berrocal de Almadén de la Plata. El emplazamiento de estos materiales se produjo al final de la Orogenia Hercínica, cuando una gran masa de naturaleza granítica intruyó en los materiales de la Zona Sudportuguesa del Macizo Ibérico, formando un gran plutón (cuerpo de grandes dimensiones de rocas ígneas enfriadas dentro de la corteza terrestre). Las características de las rocas graníticas (composición y textura

EVOLUCIÓN DE LA KARSTIFICACIÓN EN EL CERRO DEL HIERRO
(Realizado por TECNA S.L.)





Estructura granítica semiaislada, típica del berrocal. Miguel Villalobos.

homogéneas y fisuración), bajo la acción de la meteorización, propician un proceso erosivo muy singular que se denomina “disyunción en bolas”, típico de los paisajes graníticos andaluces, denominados popularmente berrocales.

► 14.4.3. Cueva de los Covachos (558)

La Cueva de los Covachos, en el sector occidental de la Sierra Norte de Sevilla, constituye una interesante cavidad modelada sobre las calizas del Cámbrico de la Zona de Ossa-Morena, también karstificadas en este sector. El acceso a la cavidad se realiza a través de dos bocas, muy próximas, que se adentran en un amplio pórtico. Su recorrido, de unos 600 m, y un desnivel de -28 m, la cataloga como la segunda cavidad en recorrido de la provincia de Sevilla. La distribución de la cavidad cuenta con una galería principal, de dirección E-O, de la que parten otras secundarias. Esta disposición está condicionada por los planos de estratificación de las calizas. La cavidad también es de interés por el patrimonio arqueológico que alberga.



Cueva de los Covachos. Sociedad Espeleología GEOS.

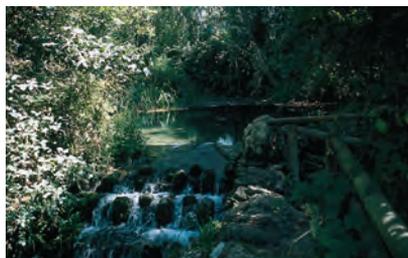
► 14.4.4. Travertinos del Huesna (572)

Al sur de San Nicolás del Puerto, el río Huesna es alimentado por varios manantiales que representan las descargas naturales de un acuífero kárstico. Fracturas perpendiculares al cauce del río han generado pequeños saltos de



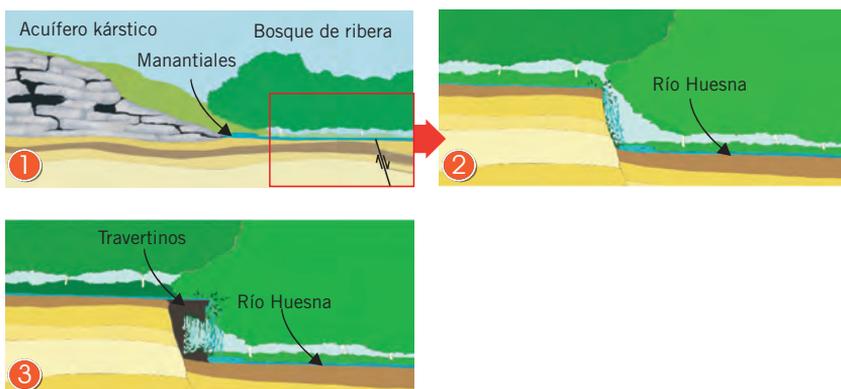
Salto de agua generados por los travertinos.
Miguel Villalobos.

agua, rápidamente colonizados por vegetación. Las aguas que circulan por el cauce precipitan parte de sus carbonatos sobre estos tapices vegetales, generando pequeños edificios travertínicos.



Manantiales del nacimiento del río Huesna.
Miguel Villalobos.

FORMACIÓN Y EVOLUCIÓN DE LOS TRAVERTINOS DEL RÍO HUESNA



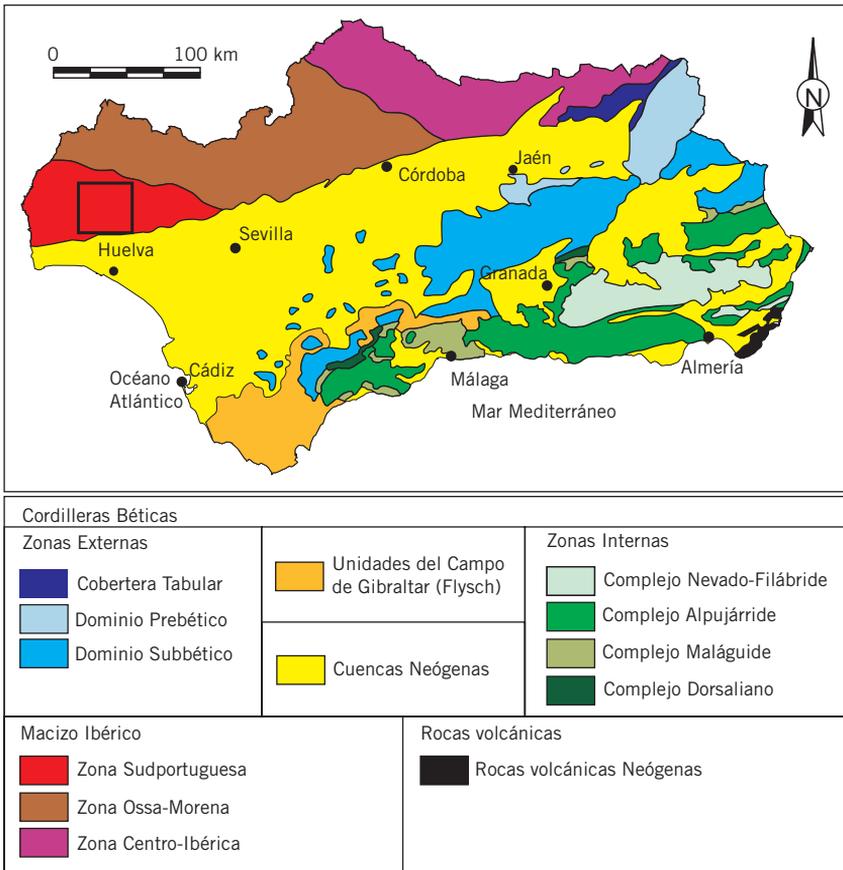
Capítulo 15



**Faja Pirítica en
Riotinto – Tharsis**



15.1. Contexto geológico



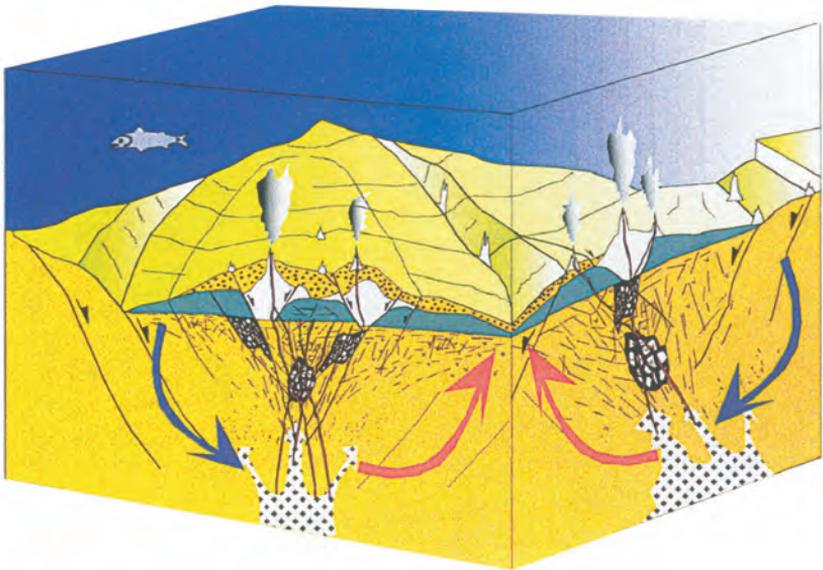
Mapa de situación y unidades geológicas del complejo minero de Riotinto y su entorno.

La Zona Sudportuguesa constituye el dominio más sur-occidental del Macizo Ibérico, y a ella pertenecen los relieves del sector norte de la provincia de Huelva. Las rocas que la componen son turbiditas y pizarras de edad Paleozoico superior (Devónico medio-Carbonífero superior), depositadas en un ambiente marino profundo. En las primeras fases de la Orogenia Hercínica o Varisca se instaló en la cuenca un sistema volcánico, que dio lugar a los yacimientos metálicos volcanosedimentarios de sulfuros masivos más importantes del mundo: la Faja Pirítica Ibérica. La actividad volcánica tuvo lugar por el ascenso de magmas profundos hasta la superficie del fondo marino, a través de conos volcánicos submarinos. Esta actividad, que sucedió de forma intermitente, dio lugar al depósito de rocas volcánicas (tobas, lavas, etc.), además de a los yacimientos de sulfuros masivos. Éstos se formaron a partir de la emisión de azufre, que disuelto en el agua se combinó con otros elementos (hierro, plomo, zinc, etc.) en forma de sulfuros, dando lugar a grandes concentraciones de pirita, galena, blenda, etc. Son yacimientos de morfología estratiforme (con-

cordantes con la estratificación) y lenticular. Sus dimensiones pueden variar entre varios metros y kilómetros de longitud, menos de dos kilómetros de ancho y hasta 100 metros de espesor. Otro elemento asociado a las emisiones volcánicas es el manganeso, que genera mineralizaciones de menor interés económico.

Además de los yacimientos volcanosedimentarios, en la Faja Pirítica Ibérica existen otras tipologías de mineralizaciones. Una de ellas es la de tipo “stockworks” o mineralizaciones fisurales. Se originan por la instalación de sistemas hidrotermales, asociados a la actividad volcánica, que favorecen la acumulación de elementos a través de las fisuras existentes, de ahí que tengan una morfología lineal, con espesores variables. Presentan mineralizaciones de cobre, plomo, zinc, fluorita, barita, etc. en una red irregular de venas de cuarzo, que encajan en pizarras negras.

MODELO DE LOS YACIMIENTOS VOLCANOGENÉTICOS DE SULFUROS MASIVOS ASOCIADOS A CHIMENEAS VOLCÁNICAS SUBMARINAS
(Gumiel Martínez, P. y Mirete Mayo, S., 1999)



Lodos piríticos

Sulfuros masivos polimetálicos (pirita, esfalerita, pirrotina y oro).

Sulfuros masivos ricos en hierro (pirita, marcasita y oro).

Fondo marino muy fracturado

Magma



Stockwork pirítico y cuprífero



Fallas



Chimeneas volcánicas submarinas



Circulación hidrotermal convectiva. Agua de mar fría (flecha azul) penetra por las fracturas hacia la fuente magmática y se calienta, cargándose en sulfuros (flecha roja).

Tras la actividad volcánica, y en una etapa más avanzada de la Orogenia Hercínica, se produce la fragmentación y compartimentación de la cuenca, con la formación de umbrales (altos) y surcos (áreas profundas). En los surcos se depositan monótonas secuencias turbidíticas de arcillas, arenas y conglomerados (Facies Culm), más tarde transformadas en pizarras, grauvacas y conglomerados.

Los minerales explotados son esencialmente pirita (FeS_2), blenda o esfalerita (ZnS) y galena (PbS), aunque también aparecen otros minerales, como calcopirita, y elementos minoritarios (plata y oro). Los yacimientos volcanosedimentarios se clasifican en función del volumen de mineral extraído (expresado en millones de toneladas). Según esta clasificación, Tharsis representa un yacimiento gigante, por superar los 50 millones de toneladas, y Riotinto un yacimiento supergigante, por superar los 200 millones de toneladas. Las mineralizaciones de tipo “stockworks” son de menor entidad que las anteriores y también de menor interés económico.



Galena, blenda y pirita. M. Ferrer.

La historia minera de la Faja Pirítica Ibérica se remonta a más de 30 siglos y los minerales explotados han sido diferentes a lo largo del tiempo. Los tartesos y romanos aprovecharon la plata, el oro y el cobre. En el siglo XIX, la producción estaba centrada en la explotación de cobre y azufre, ya que eran los minerales demandados por la industria química europea. Actualmente, el interés económico está centrado en la producción de pirita y otros minerales. Debido a la crisis que sufre la pirita en el mercado, permanecen activas sólo algunas explotaciones.

► 15.2. Localidades de interés

► 15.2.1. Minas de Riotinto (378)

Las minas de Riotinto incluyen unas explotaciones a cielo abierto espectaculares, representadas, entre otras, por la Corta Atalaya y la del Cerro Colorado. En ambos casos se trata de yacimientos volcanosedimentarios en los que se explotan sulfuros masivos. En la primera, las dimensiones del hueco de explotación son 1200 m de diámetro, en su parte más ancha, y 345 m de profundidad, explotados en bancadas de 12 m. La actividad de esta mina está paralizada, conformando en la actualidad un enclave turístico. Por el contrario, el

Cerro Colorado funciona de forma intermitente, contando para ello con nuevas tecnologías para la explotación del mineral. Los yacimientos fisurales (“stockworks”) más característicos son San Dionisio, Filón Sur, Planes-San Antonio, Filón Norte, Dehesa, Lago y Salomón.

La riqueza metalúrgica del sector de Riotinto es conocida desde épocas prehistóricas continuándose durante los períodos tartésico y romano. La actividad minera queda sumida en el olvido hasta el siglo XVI cuando se reactiva de manera incipiente, aunque el máximo esplendor tuvo lugar durante la primera mitad del siglo XIX hasta la actualidad, cuando la actividad minera fue dirigida por una compañía inglesa, “Riotinto Company Limited”. Ésta, con el objetivo de obtener el máximo rendimiento de la explotación, construyó, entre 1873 y 1875, la línea de ferrocarril más larga de la provincia, con unos 84 km de recorrido. Su trazado discurría por los núcleos de Riotinto y Niebla hasta llegar al puerto de Huelva, uno de los más activos y dinámicos de la época. Asociados a esta línea, también se construyeron más de 250 km de vías que permitían la conexión entre los distintos yacimientos. Esta intensa actividad ferroviaria se mantuvo hasta el año 1954, cuando una empresa española, Compañía Española de Minas de Río Tinto, compra parte de las concesiones a la empresa inglesa. Poco a poco, y debido a la construcción de nuevas formas de comunicación, la actividad ferroviaria descendió, hasta que finalmente, en 1984, dejó de funcionar.

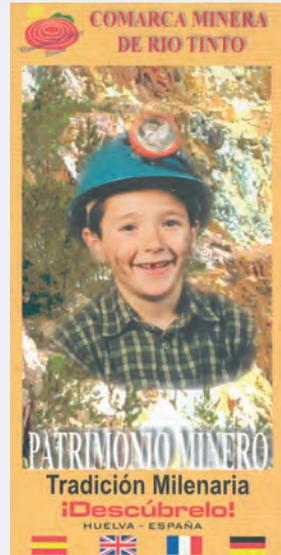


Vista aérea de la explotación minera de la Corta Atalaya. Miguel Villalobos.

Todo el complejo minero de Riotinto, actualmente, constituye un Parque Turístico-Cultural, pionero en el ámbito nacional. Este parque ofrece numerosas visitas por algunos de los yacimientos más importantes del distrito, como el de la Corta Atalaya, o por las instalaciones mineras. También se visita el barrio inglés de Bellavista, construido por la compañía inglesa para los trabajadores de las minas. El mayor atractivo de la visita al parque es el recorrido, de más de 11 km, en un antiguo ferrocarril minero, hoy restaurado. El parque, además, cuenta con un museo minero-metalúrgico, en el que se recoge la historia minera de Riotinto.



Castillete situado a la entrada del Museo Geominero de Riotinto. Ana B. Pérez.

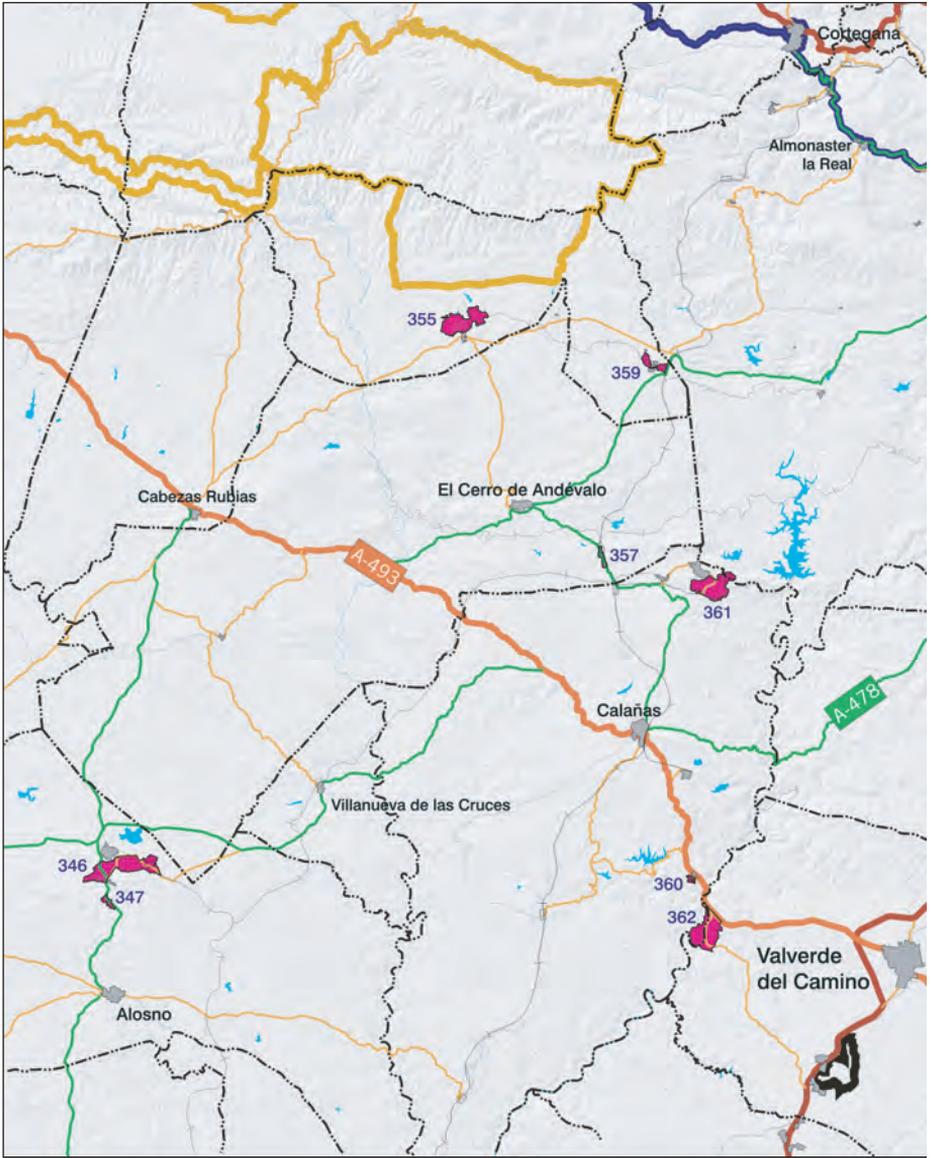


Tríptico informativo de la Comarca minera de Riotinto

Vagones restaurados del ferrocarril turístico-minero cuyo recorrido transcurre paralelo al río Tinto. Ana B. Pérez.



Antiguas vagonetas mineras trasladadas al Museo Geominero de Riotinto. Ana B. Pérez.



Espacios Naturales Protegidos

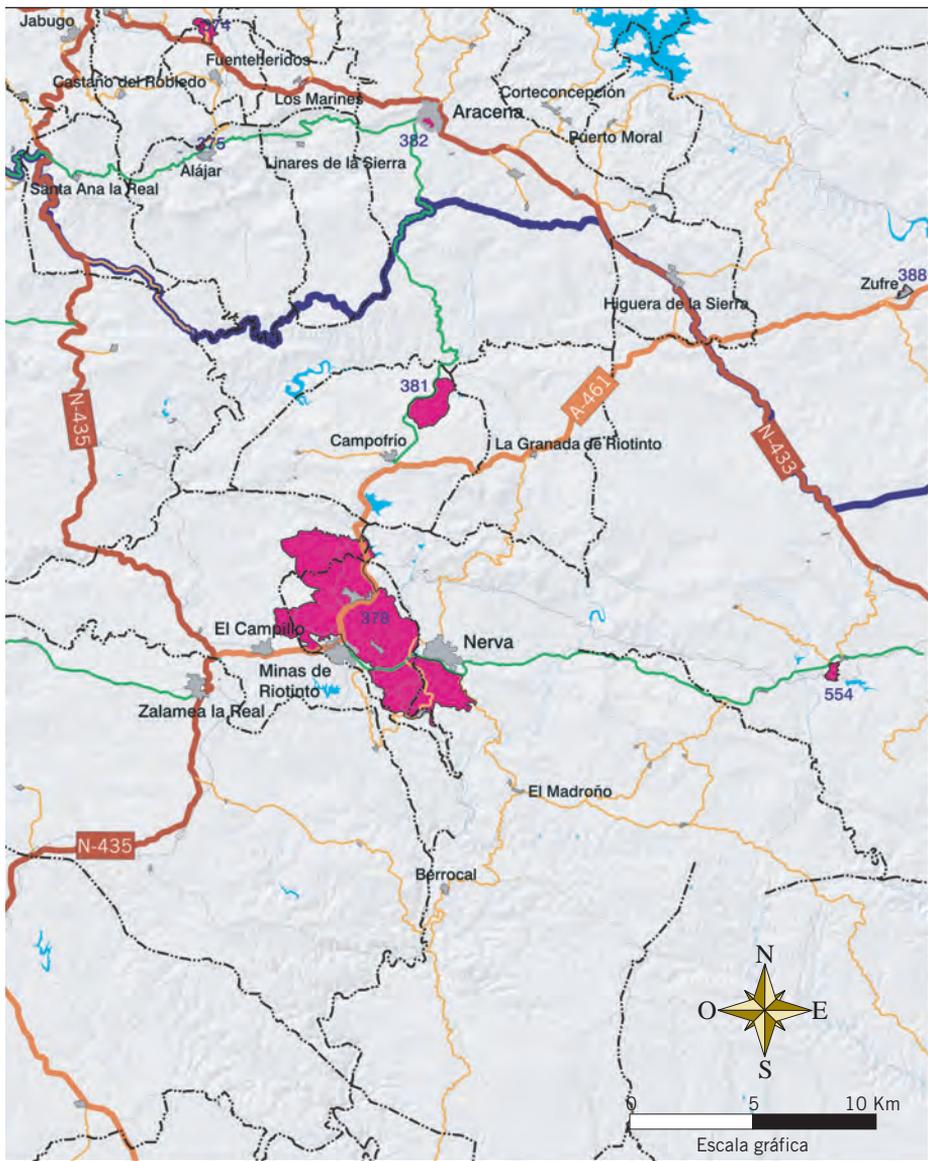
-  Parque Natural
-  Paraje Natural
-  Parque Periurbano
-  Monumento Natural

Infraestructuras viarias

-  Autopistas y autovías
-  Carretera de 1^{er} orden
-  Comarcal
-  Local
-  Caminos, pistas particulares

Otras

-  Red fluvial
-  Términos municipales



 Localidades inventariadas

Código Denominación

346 Minas de pirita de Tharsis

347 Stockwork de Tharsis

355 Mina de pirita de San Telmo

357 Piroclastos del Arroyo Tamujoso

360 Mina de pirita de Sotiel

361 Minas de pirita de la Zarza

362 Yacimiento fosilífero del carbonífero de Valverde del Camino

374 Mármoles de Navahermosa

378 Minas de pirita de Riotinto

381 Berrocal de Campofrío

382 Gruta de Las Maravillas

388 Travertino de Zufre

554 Formación Arenas de Huelva

375 Travertino de Alájar

► 15.2.2. Minas de Tharsis (346) y la Zarza (361)

El complejo de Tharsis, al que se asocian las minas de la Zarza, constituyó otro de los centros de explotación de la Faja Pirítica Ibérica, aunque de menor extensión que el de Riotinto. Se compone de 16 yacimientos, fundamentalmente de tipo fisural, de los cuales han sido explotados el Filón Norte, San Guillermo y Sierra Bullones, Filón Centro, Filón Sur, Cantareras Vulcano, Sierra Almagrera y Lagunazo. Actualmente, las labores de explotación en este sector se encuentran paralizadas.

La historia minera de Tharsis y la Zarza comenzó con los tartesos y los romanos. En 1853 un ingeniero francés (Ernesto Deligny) solicita y obtiene las concesiones de este grupo de minas. Algo más tarde, en 1855, una compañía con capital francés comienza a explotar la pirita, que se transporta, mediante carros, hasta Huelva, a los almacenes de mineral conocidos como el Departamento Morales, para posteriormente cargarse a los buques situados en la ría. Una década más tarde, esta compañía comienza a declinar, siendo vendida a otra inglesa (The Tharsis Sulphur & Copper Company Limited). Esta última construyó un ferrocarril, que funcionó a partir de 1871, uniendo la mina de Tharsis con el muelle de embarque, situado en el río Odiel. Este muelle, que une el ferrocarril con los buques, tiene un trayecto de cuatro kilómetros encima del agua. El ferrocarril, el segundo construido en la provincia de Huelva, tiene unos 47 km de longitud y una anchura de 1,2 m. Es uno de los pocos ejemplos de ferrocarril que mantiene su actividad industrial. Este trayecto ferroviario cuenta con un ramal de 29 km procedente de la mina de la Zarza, que conecta con el de Tharsis a los 4 kms, que dejó de funcionar en 1992.



Pozo y castillete del sector sur de la corta en la explotación la Zarza. J. C. Feixas Rodríguez.



Corta de Tharsis. J. C. Feixas Rodríguez.

► 15.3. Otras localidades de interés

► 15.3.1. Gruta de las Maravillas (382)

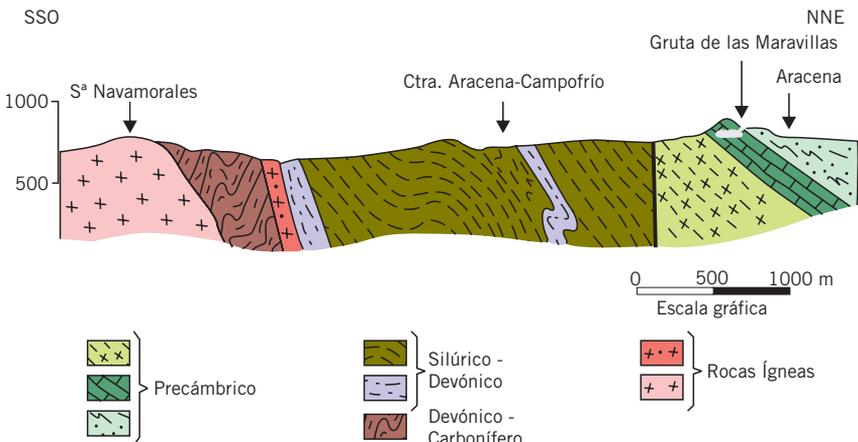
En el ámbito de la Sierra de Aracena está enclavada una de las cuevas más bellas y visitadas de Andalucía: la Gruta de las Maravillas. La cavidad está labrada sobre rocas carbonatadas del Cámbrico, concretamente mármoles, pertenecientes a la Zona de Ossa-Morena del Macizo Ibérico.

La cavidad posee un desarrollo horizontal, que está relacionado con la dirección de la estratificación, hecho muy común en cavidades del Macizo Ibérico. Las galerías se distribuyen en tres niveles, de los cuales el inferior es activo, es decir, sus galerías se encuentran inundadas. Este nivel representa el nivel de karstificación actual, debajo del cual el proceso de corrosión es dominante frente al de precipitación, lo que explica la ausencia de concreciones carbonatadas. La acción corrosiva de las aguas puede relacionarse con la abundancia de mineralizaciones de sulfuros (pirita) en la roca de caja. En el segundo nivel, situado a unos 10-20 m del anterior, se encuentran numerosas salas y galerías, la gran mayoría de ellas adornadas de espectaculares espeleotemas (estalactitas, estalagmitas, etc.), constituyendo la parte más turística de la cavidad. Características muy parecidas se encuentran en el nivel más alto, situado a unos 25 m del anterior. La Gruta de las Maravillas destaca por el desarrollo de sus espeleotemas, relacionados con aguas termales, y las excéntricas de aragonito de color azul. Estas formas, que visten de color el interior de las galerías, deben su coloración, según la hipótesis más aceptada, a su contenido en cobre, aunque posiblemente intervengan otros elementos.



Entrada a la Gruta de las Maravillas. Ana B. Pérez.

CORTE GEOLÓGICO DE LA REGIÓN AL SUR DE ARACENA
(Tomada de Del Val, J. et al., 1999)



Actualmente, la cueva está equipada para su uso público, y asociados a la misma se han creado numerosos servicios turísticos.



Espectacular colada que tapiza el interior de una de las salas de la gruta. W. Martín.



Sala del Gran Lago

► 15.3.2. Travertinos de Zufre (388) y Alájar (374)

Los edificios travertínicos que afloran en los sectores de Zufre y Alájar han sido construidos por varias surgencias de agua asociadas al sistema kárstico desarrollado sobre los materiales carbonatados del Cámbrico. Son construcciones de grandes dimensiones y de facies muy diversas: masivas, brechoides y limosas, con desarrollos en cascada, conductos y oquedades. En el sector de Zufre se han identificado dos niveles escalonados, uno superior, sobre el que descansa el pueblo, y otro inferior, a unos 25 m. Estas rocas han sido empleadas como ornamentales, siendo los mejores ejemplos de su uso la fuente y el Ayuntamiento de Zufre.

Ayuntamiento y fuente de Zufre construidos con roca tobácea. Joaquín Rodríguez Vidal.



Anexos



**Glosario, bibliografía,
sitios web y
publicaciones**



- Abanico aluvial*: cuerpo sedimentario formado por corrientes tributarias en valles de menor inclinación o en los contactos con las cuencas de sedimentación fluvial.
- Ablación*: procesos que causan la pérdida de nieve o hielo de un glaciar.
- Ácida*: aplicable a una roca con más del 50% de sílice en su composición
- Acuifero*: formación geológica permeable que es capaz de almacenar y transmitir agua subterránea.
- Afloramiento*: área total en la que una unidad rocosa determinada o estructura, aparece en la superficie del terreno o inmediatamente debajo de los sedimentos superficiales, ya sea visible o no.
- Aglomerado*: brecha volcánica o conjunto caótico de materiales piroclásticos, principalmente gruesos, de formas angulares a redondeadas.
- Alóctono*: venido de otra parte.
- Alpino*: ciclo orogénico que empieza en el Triásico, con diversas fases tectónicas a lo largo del Terciario.
- Alteración hidrotermal*: proceso de transformación a minerales secundarios en una roca por la acción de aguas subterráneas calientes en las últimas fases de la actividad ígnea.
- Aluvión*: sedimentos transportados y depositados por corrientes fluviales.
- Andesita*: roca volcánica de color oscuro, grano fino y composición intermedia (52-66% de sílice).
- Anticlinal*: pliegue de convexidad hacia arriba, de tal modo que los estratos más antiguos ocupen su núcleo.
- Arenisca*: roca sedimentaria constituida por abundantes fragmentos de tamaño arena unidos por una matriz o cemento de grano fino. Las partículas de arena suelen ser de cuarzo.
- Arrecife*: 1. Masa construida por los corales en aguas cálidas y claras. 2. En sentido amplio, en las series sedimentarias, todas las masas de calizas construidas por algas, corales, rudistas, etc.
- Autóctono*: formado en el lugar en que se encuentra.
- Barra*: depósito de arena o grava, de forma más o menos alargada, situado en el curso de una corriente, especialmente de tipo anastomosado.
- Basalto*: roca ígnea, generalmente volcánica aunque a veces puede ser de carácter intrusivo (diques), vítrea o de grano fino, oscura o parda, y con un contenido bajo en sílice (45-62%).
- Básica*: aplicable a una roca que contiene menos de 50% de sílice.
- Batolito*: denominación que se aplica a grandes masas de rocas plutónicas formadas generalmente en áreas profundas de la corteza terrestre.
- Bioclástico/a*: término aplicado a las rocas detríticas formadas por acumulación de restos de organismos.
- Bioturbación*: aspecto más o menos caótico de un sedimento motivado por la removilización en él provocada por organismos vivos.
- Biozona*: unidad fundamental que puede designar cualquier tipo de unidad bioestratigráfica.
- Brecha sedimentaria*: roca formada por un 50%, al menos, de fragmentos angulosos con diámetro superior a 2 mm, unidos por un cemento o una matriz.
- Brecha tectónica*: fragmentación de las rocas en un contacto tectónico, habiendo cementado los fragmentos en el mismo lugar.

- Brecha volcánica*: roca formada por fragmentos de rocas volcánicas y fragmentos de las rocas encajantes a veces, cementados por cenizas y lapillis.
- Cabalgamiento*: conjunto de capas rocosas de edad más antigua que se superponen sobre otras de edad más moderna por efecto de presiones laterales.
- Calcarenita*: roca sedimentaria formada por granos calizos de tamaño de arena.
- Caliza*: roca sedimentaria compuesta fundamentalmente por carbonato cálcico, en forma de mineral calcita u ocasionalmente con aragonito en los depósitos recientes.
- Caliza arrecifal*: caliza compuesta de restos fósiles de organismos arrecifales, tales como los corales, briozoos, algas y esponjas.
- Charnela*: zona de máxima curvatura de un pliegue.
- Chimenea volcánica*: conducto sensiblemente tubular por el que los productos volcánicos alcanzan la superficie.
- Clasto*: fragmento de roca; suele aplicarse a fragmentos de rocas preexistentes incluidos en sedimentos más recientes.
- Cobertera sedimentaria*: acumulación sedimentaria situada por encima de un zócalo o basamento rocoso.
- Complejo volcánico*: conjunto rocoso que se caracteriza por la presencia de rocas volcánicas extrusivas, intrusiones relacionadas y productos de meteorización.
- Concordancia*: relación geométrica entre dos unidades estratigráficas superpuestas en las que existe paralelismo entre los materiales infra y suprayacentes.
- Conglomerado*: roca sedimentaria clástica de grano grueso, compuesta predominantemente por fragmentos redondeados (generalmente mayores de 5 mm de diámetro) en una matriz de grano fino de arena, limo o material cementante natural.
- Contexto geológico*: en el sentido de esta publicación, conjunto integrado de características de una determinada unidad geológica tales como pertenencia a un determinado dominio geológico, edad y litología, que la hacen diferenciable de otras unidades.
- Corriente de turbidez*: movimiento de una masa de agua que contiene materiales detríticos terrígenos en suspensión, cuya densidad permite que descienda por gravedad las pendientes marinas (talud continental, cañones submarinos) o lacustres.
- Cuarcita*: roca metamórfica compuesta principalmente de cuarzo y formada por recristalización de arenisca o sílex por metamorfismo térmico o regional.
- Cuenca*: término geológico que se refiere a zonas deprimidas, hundidas, donde se producen procesos de sedimentación.
- Cuenca endorreica*: cuenca sedimentaria continental sin drenaje al mar.
- Cuenca intramontañosa*: cuenca subsidente individualizada entre los nuevos relieves montañosos (o cadena) formados por el plegamiento.
- Detrítico*: relativo a, o formado por, detritos, que es un término colectivo para rocas y materiales minerales fragmentarios sueltos, tales como arenas, limos y arcillas, derivadas de rocas anteriores por medios mecánicos, principalmente abrasión y desintegración por erosión y meteorización.
- Diaclasa*: plano de discontinuidad, de fractura o de separación en una roca, que normalmente no implica desplazamiento. Las diaclasas suelen producirse como familias paralelas, que dividen la masa rocosa en bloques.
- Diagénesis*: proceso que implica cambios físico-químicos en un depósito sedimentario hasta convertirse en una roca consolidada.

Diapiro: domo o pliegue anticlinal producido por el empuje vertical y movilización ascendente de materiales plásticos.

Discontinuidad estratigráfica: ausencia, por no sedimentación o por erosión, en la sucesión estratigráfica de materiales representativos de un lapso de tiempo.

Discordancia: interrupción en la serie geológica que representa un intervalo del tiempo geológico durante el cuál no se han formado sedimentos u otras rocas. Las rocas infrayacentes pueden haber sido erosionadas, plegadas o incluso metamorfozadas, antes de que se vuelva a producir la sedimentación, lo que produce que no exista paralelismo entre la estructura por encima y por debajo de la discordancia.

Distal: parte de una unidad deposicional o de una cuenca sedimentaria, más alejada del área fuente o de alimentación.

Dolomía: roca carbonatada de carácter magnésico que contiene una cantidad superior a un 50% de dolomita.

Endógeno: se aplica a procesos que acontecen o rocas que se forman en el interior, alejados de la superficie de la tierra

Eólicos: aplicable a depósitos cuyos componentes fueron transportados y depositados por el viento, tales como las dunas de arena y algunos detritos volcánicos.

Escama: conjunto de materiales que cabalga en forma de lámina (con espesor de decenas o centenas de metros y longitud y anchura de cientos a miles de metros) y que ha sido poco desplazado.

Esquistó: roca metamórfica caracterizada por la disposición paralela de la mayoría de sus minerales constituyentes. Los minerales más corrientes que dan lugar a la estructura laminar son las micas.

Esquistosidad: en rocas deformadas, como las pizarras, etc. es una dirección de fácil lajado, generalmente producida por una orientación preferencial de los minerales, inducida por la deformación.

Estratificación: disposición en capas superpuestas de lechos rocosos diferenciados, la superficie plana que separa las capas sucesivas es el plano de estratificación.

Estrato: capa de roca de origen sedimentario, generalmente tabular, que posee determinadas propiedades o atributos que la distinguen de las capas adyacentes por planos de estratificación visibles.

Estratotipo: referencia original o designada, de una unidad estratigráfica o límite estratigráfico, que se identifica como un intervalo o punto específico en una sucesión de estratos, y que constituye el patrón o modelo para definir y reconocer la unidad o límite estratigráfico.

Estromatolito: estructura sedimentaria, típica de rocas carbonatadas, caracterizada por una laminación ondulada. Presenta formas variadas, originándose así diversos tipos de estromatolitos. Se forma por actividad de algas azul-verdes, en aguas muy someras.

Estructura de flujo: alineación paralela de partículas (normalmente cristales) en la dirección del movimiento de un medio fluido, como una lava.

Exógeno: se aplica a procesos que acontecen o a rocas que se forman en la superficie de la tierra.

Facies: características litológicas y paleontológicas particulares de una roca sedimentaria, de la que se puede deducir su origen y condiciones de formación.

Falla: superficie o superficies con espaciado apretado de una fractura en una roca, a lo largo de la cuál ha habido desplazamiento, que puede variar

desde unos pocos milímetros a muchos kilómetros. Un plano de falla es una superficie de falla que normalmente es más o menos plana.

Filita: roca metamórfica de grano fino con una esquistosidad menos perfecta que la de la pizarra.

Filón: relleno mineral de fractura de forma tabular.

Flysch: nombre que se da a las formaciones sedimentarias masivas potentes, mayoritariamente turbidíticas, depositadas en regiones orogénicas antes de su deformación.

Foliación: estructura visible en ciertas rocas metamórficas en que a la esquistosidad se suma una diferenciación petrográfica entre lechos, formando hojas.

Formación: unidad litoestratigráfica fundamental. Cuerpo de rocas identificado por sus características litológicas y su posición stratigráfica.

Fosa tectónica: área deprimida que corresponde a un bloque hundido por fallas normales paralelas a los lados.

Glacis: forma de relieve que consiste en una superficie plana y poco inclinada. Puede ser erosivo o de depósito.

Gneis: roca foliada formada en el metamorfismo regional, en la que bandas o lentejones de minerales granulares, alternan con bandas o lentejones en que predominan los minerales de hábito laminar o alargado.

Granito: roca ígnea plutónica totalmente cristalina que tiene como minerales principales (más de un 60% en volumen) cuarzo, feldespatos de colores claros y micas.

Grauvaca: arenisca de color oscuro, compuesta por minerales y fragmentos de roca mal seleccionados y unidos por un cemento arcilloso.

Hercínico: relativo a rocas precámbricas y paleozóicas afectadas durante el Carbonífero por la orogenia hercínica.

Hidrosfera: nombre colectivo para todo el agua de la superficie de la Tierra, tanto atmosférica, superficial y subterránea.

Ígneo: describe una roca o mineral que se ha formado a partir de un material fundido o parcialmente fundido.

Intrusión: proceso de emplazamiento de rocas fundidas (magmas) en rocas preexistentes, también la roca ígnea así formada dentro de la roca circundante (roca caja).

Isleo o klippe tectónico: porción de una unidad tectónica alóctona aislada del cuerpo principal de ésta. Este aislamiento es generalmente resultado de la erosión.

Kakirita: roca carbonática, calizas o dolomía, que se descompone con cierta facilidad en pequeños fragmentos angulosos tamaño arena o grava debido a la acción de la meteorización sobre la superficie rocosa intensamente diaclasada y fracturada. A gran escala genera paisajes de aspecto ruiforme con torrenteras de grava angulosa en sus laderas.

Karst: macizo calcáreo afectado por modelado kárstico, entendido éste como tipo de relieve debido a la disolución de las rocas por las aguas meteóricas cargadas de gas carbónico. Las formas kársticas predominantes son las dolinas, poljes, laplaces, simas y cavidades subterráneas.

Lagoon: cuerpo de aguas someras con una conexión particularmente restringida con el mar. Generalmente el término se aplica a las masas de agua semiconfinadas de los atolones, arrecifes barrera o islas barrera.

Laguna stratigráfica: 1. Ruptura o interrupción de la continuidad del registro stratigráfico debida a la ausencia de materiales que deberían estar presentes y faltan o por no haberse depositado o por haberse erosionado antes

- del depósito de la unidad suprayacente. 2. Intervalo de tiempo no representado por rocas en una discontinuidad, que comprende un tiempo sin depósito, o sin depósito y erosión. Sinónimo: hiato.
- Lapilli*: roca piroclástica constituida por pequeños fragmentos de lava sueltos, en general menores de 3 cm.
- Limo*: depósito con un tamaño de grano medio entre el de las arenas y las arcillas.
- Lixiviado*: eliminación selectiva de componentes solubles de una masa de suelo o roca por la acción de aguas percolantes.
- Llanura mareal*: área que se cubre y se descubre con la subida y bajada de la marea.
- Lutita*: roca sedimentaria de grano muy fino compuesta de minerales de arcilla y otros materiales muy finamente divididos.
- Macla*: asociación de cristales de la misma naturaleza según leyes geométricas precisas, ligadas a los elementos de simetría del sistema cristalino considerado.
- Máfico*: mineral rico en hierro y magnesio.
- Magma*: material fundido generado en el interior de la tierra por fusión de materiales a temperatura superior a 600 °C. Su enfriamiento y consolidación da origen a las rocas magmáticas.
- Manto de corrimiento*: conjunto de terrenos que ha sido desplazado (alóctono) y ha venido a superponerse a otro conjunto (autóctono), del que originalmente estaba muy alejado.
- Mármol*: roca metamórfica producida por recristalización de calizas.
- Matriz*: fracción fina de una roca que forma una masa en la que quedan englobados los cristales, granos o clastos de mayor tamaño.
- Meandro*: cada una de las curvas o revueltas que presentan algunas corrientes fluviales en su recorrido.
- Metalotecto*: todo proceso geológico, estructura, posición paleogeográfica, etc., con la que puede estar relacionada una mineralización. Para algunos autores el "área metálica" o la "provincia metálica" es el metalotecto "primordial".
- Metamorfismo*: conjunto de procesos que a partir de una roca original cambian la mineralogía y estructura de la misma, pudiendo llegar a formar una nueva roca, por efecto del aumento de la presión y/o temperatura, sin llegar a fundir totalmente la roca original.
- Micrita*: 1. Fango calcáreo, o su equivalente consolidado, con cristales de tamaño entre 1 y 4 μm que puede constituir la matriz de las rocas carbonatadas. 2. Roca carbonatada constituida por calcita microcristalina.
- Migmatita*: roca compuesta formada por reconstrucción en estado sólido de materiales ígneos y/o metamórficos por inyección de magma y/o fusión in situ.
- Milonita*: roca triturada más o menos finamente (brecha tectónica). En el s.s. de los petrólogos roca dinamometamórfica que deriva de una roca magmática o metamórfica triturada hasta el punto de que los cristales originales no son identificados a simple vista.
- Morrena*: depósitos glaciares sin clasificar y sin seleccionar.
- Nivel freático*: el que alcanza en un acuífero la zona saturada de agua.
- Olistolito*: masa consolidada que se desliza por gravedad dentro de una cuenca sedimentaria.
- Oolito*: cuerpos ovoides acrecionales de diámetro comprendido entre 0,25 y 2,00 mm, constituidos por capas concéntricas depositadas alrededor de un núcleo (como por ejemplo un fragmento de concha o un grano de arena) en aguas someras y agitadas.

Orogenia: proceso de formación de una cadena de montañas o cordillera.

Órógeno: sistema montañoso edificado sobre una porción inestable de la corteza terrestre que ha sufrido un importante acortamiento y presenta pliegues y mantos de corrimiento.

Palustre: relativo o perteneciente a pantanos o zonas pantanosas.

Paragénesis: asociación de minerales presentando un origen común. En las rocas metamórficas designa las asociaciones de minerales que son estables conjuntamente bajo ciertas condiciones de presión y temperatura.

Periglaciár: término que describe la influencia de las bajas temperaturas existentes alrededor de una masa de hielo, sobre el clima, la topografía y los procesos naturales, en los que la acción de las heladas es un factor principal.

Piedemonte: zona de pendiente suave al pie de una cadena montañosa. Está constituida fundamentalmente por acumulaciones detríticas procedentes de la erosión de los relieves vecinos.

Piroclástico: término descriptivo del material fragmentario formado por una explosión volcánica, o expulsado por una abertura volcánica. Una roca piroclástica puede estar constituida por fragmentos de roca de una amplia gama de tamaños y generalmente no seleccionados.

Pizarra: roca metamórfica arcillosa de bajo grado, que ha desarrollado una marcada pizarrosidad pero que no ha sufrido casi recristalización, por lo que la roca es todavía de grano fino.

Placa litosférica: partes rígidas superficiales de la tierra, del orden de un centenar de km de espesor, cuyo conjunto constituye la litosfera. Pueden desplazarse horizontalmente sobre su sustrato viscoso, llamado astenosfera. Los límites entre las placas son de tres tipos: rift oceánico, zona de subducción y falla transformante.

Plataforma continental: zona que se extiende desde el límite inferior de la playa (shoreface) hasta el borde superior del talud continental, y de unos 200 m de profundidad como máximo.

Plutón: masa intrusiva de rocas ígneas. Se clasifican en función de su forma, tamaño y relación con el encajante.

Plutónicas: rocas ígneas formadas a gran profundidad, que tienen un grano medio a grueso característico y textura granítica.

Proceso morfogenético: mecanismo de erosión elemental o complejo que dirige el modelado de relieve y su evolución

Regresión: retirada del mar de una zona del continente.

Riolita: roca volcánica de grano fino a vítrea, de composición mineralógica similar a un granito. Los miembros más vítreos del grupo se denominan obsidias.

Ripple: estructura sedimentaria en forma de cresta originada por corrientes de agua o de aire o por el oleaje.

Ritmica: facies constituida por la alternancia rítmica de dos litologías.

Roca sedimentaria: roca resultado de la consolidación de sedimentos sueltos que se han acumulado en capas, o roca de tipo química formada por precipitación, o una roca orgánica consistente principalmente de restos de plantas y animales.

Rocas aborregadas: pequeños montículos de roca redondeados y arañados por el hielo cargado de detritos, situados en la base de un glaciar; no suelen tener más de unos pocos metros de altura, longitud o anchura.

Sinclinal: pliegue de concavidad hacia arriba que contiene rocas estratigráficamente más jóvenes en el núcleo. Lo contrario de "anticlinal". Cuando se desconocen las relaciones de edad de las rocas, dicho pliegue se denomina sinforma.

Sistema morfodinámico: 1. Relieve de características homogéneas que se genera bajo la acción predominante de un determinado agente modelador (fluvial, glaciario, periglaciario, kárstico, volcánico, etc.). 2. Ámbito de predominio de un determinado proceso morfogenético

Solifluxión: flujo lento y viscoso cuesta abajo de un suelo o materiales superficiales anegados, especialmente en condiciones climáticas frías.

Subsidencia: hundimiento progresivo, durante un periodo bastante largo, del fondo de una cuenca sedimentaria, que permite la acumulación de grandes espesores de sedimentos.

Talud continental: zona de pendiente del margen continental, continuación de la plataforma, que desciende desde los 200 m de profundidad hasta los 4.000 m.

Terraza fluvial: rellano situado en una o ambas vertientes de un valle, a una altitud superior a la del curso de agua, que representa el resto de un antiguo lecho en el que ha profundizado el curso de agua.

Transgresión: avance del mar sobre zonas continentales

Travertino: roca carbonatada muy porosa originada por la precipitación de carbonato cálcico en torno a restos de carácter vegetal en el entorno de manantiales o saltos de agua fluviales.

Turbiditas: capas de sedimentos de orden centimétrico, generalmente detríticos, depositados por una corriente de turbidez generalmente en los taludes continentales. La repetición de capas de turbiditas puede generar potentes series turbidíticas en zonas de talud y de llanura abisal.

Unidad estratigráfica: estrato o conjunto de estratos adyacentes, con determinados caracteres y atributos, que los identifican como unidad en la sucesión estratigráfica.

Ventana tectónica: porción de una unidad autóctona visible por desmantelamiento parcial de una unidad alóctona superior.

Vergencia: sentido hacia el que se dirige o vuelca un pliegue no recto. Por extensión, designa también el sentido hacia el cual se producen los cabalgamientos (pliegue acostado, falla inversa, escama, manto).

Volcanita: roca magmática volcánica o efusiva.

Volcanoclástico: material clástico de origen volcánico.

► Referencias bibliográficas

Se citan a continuación unas referencias bibliográficas de carácter general de acuerdo con los contenidos temáticos de cada uno de los capítulos. Para consultar una bibliografía más detallada y extensa de cada una de las Localidades de Interés Geológico a las que se alude en la presente publicación puede consultarse el Inventario de Georrecursos Culturales de Andalucía, editado por la Consejería de Medio Ambiente en formato CD-ROM

► Capítulo 1. Introducción

Braga, J.C. (2001). La Geodiversidad en Andalucía desde la perspectiva científica. MA Medio Ambiente, 37, 40-41.

- Cendrero, A. (1996). Propuesta sobre criterios para la clasificación y catalogación del Patrimonio Geológico. En: El Patrimonio Geológico. Bases para su valoración, protección, conservación y utilización. Serie Monográficas. Ministerio de Obras Públicas, Transportes y Medio Ambiente, 29-38.
- Consejería de Medio Ambiente. Junta de Andalucía (2003). Propuesta de Estrategia Andaluza de Conservación de la Geodiversidad. Consejería de Medio Ambiente, 102 p.
- Consejería de Medio Ambiente. Junta de Andalucía (2004). Inventario de Georrecursos culturales, diagnóstico y valoración de la geodiversidad en Andalucía. Consejería de Medio Ambiente. Informe. Inédito.
- Gallego-Valcarce, E. (1996). Patrimonio Geológico: aspectos legales, protección y conservación. En: El Patrimonio Geológico. Bases para su valoración, protección, conservación y utilización. Ministerio de Obras Públicas, Transportes y Medio Ambiente, 79-86.
- Julivert, M., Fontboté, J.M., Ribeiro, A. y Conde, L. (1974). Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares. Inst. Geol. Min. España, 113 p.
- Ministerio de Obras Públicas, Transportes y Medio Ambiente (Eds) (1996). El Patrimonio Geológico. Bases para su valoración, protección, conservación y utilización, 112 p.
- Pedraza Gilsanz, J. (1996). Geomorfología. Principios, Métodos y Aplicaciones. Ed. Rueda, 414 p.
- UNESCO (2001). 161th Reunión 161 EX/9. Recomendaciones del Consejo Internacional de Coordinación del MAB sobre el estudio de viabilidad relativo a un programa de la UNESCO sobre sitios y parques geológicos, París, 1-3.
- Vera, J.A. (1988). Evolución de los sistemas de depósito en el margen ibérico de las Cordilleras Béticas. Rev. Soc. Geol. España, vol. 1, 373-391.
- Vera, J. A. (editor) (2004). Geología de España. Sociedad Geológica de España-IGME, Madrid.
- Villalobos Megía, M., Guirado Romero, J y Fernández Palacios J.M. (2001). Patrimonio geológico y georrecursos culturales. Tierra y Tecnología nº 23, 15-22.
- Villalobos Megía, M., Braga Alarcón, J.C., Guirado Romero, J. y Pérez Muñoz, A.B. (2004). El inventario andaluz de georrecursos culturales: criterios de valoración. De Re Metallica nº 3, 9-21.
- Wimbledon, W. A., Gerasimenko, N. P., Karis, L. O., Suominen, V., Johansson, C. E. y Freden, C. (2000). Proyecto GEOSITES, una iniciativa de la Unión Internacional de las Ciencias Geológicas (IUGS). La Ciencia respalda por la conservación. En: Baretino, D., Wimbledon, W. A. P. y Gallego, E. (Eds.), Patrimonio Geológico: Conservación y Gestión. Ministerio de Ciencia y Tecnología, Madrid, 73-100.

► Capítulo 2. Costa de Huelva

- Cáceres, L.M. (1995). Geomorfología del sector occidental de la Depresión del Guadalquivir. Tesis Doctoral, Universidad de Huelva, 292 p.
- Dabrio, Cristino J., Zazo, C., Goy, J. L., Sierro, F. J., Borja, F., Lario, J., González, J. A. y Flores, J. A. (2000). Depositional history of estuarine infill during the last postglacial transgression (Gulf of Cadiz, Southern Spain). Marine Geology 162, 381-404.
- De Andrés, J.R., Gracia, F.J. (2000). Geomorfología Litoral. Procesos Activos. Instituto Tecnológico y Geominero de España, Ministerio de Ciencia y Tecnología, Monografía nº 7 de la Sociedad Española de Geomorfología, 2000, 101-113.

- Morales, J. A.; Borrego, J.; Jiménez, I., Monterde, J. y Gil, N. (2001). Morphostratigraphy of an ebb-tidal delta system associated with a large spit in the Piedras Estuary mouth (Huelva Coast, Southwestern Spain). *Marine Geology* 172, 225-241.
- Rodríguez Ramírez, A.; Cáceres, L.M. y Rodríguez Vidal, J. (2000). Dinámica y evolución de flechas litorales: el litoral onubense (SO, España). En: De Andrés, J.R., Gracia, F.J., 2000. *Geomorfología Litoral. Procesos Activos*. Instituto Tecnológico y Geominero de España, Ministerio de Ciencia y Tecnología, Monografía nº 7 de la Sociedad Española de Geomorfología, 2000, 101-113.
- Rodríguez Ramírez, A.; Rodríguez Vidal, J.; Cáceres, L. M.; Clemente, L.; Cantano, M.; Belluomini, G.; Manfra, L. e Importa, S. (1997). Evolución de la costa atlántica onubense (SO España) desde el máximo Flandriense a la actualidad. *Bol. Geol. Min. Esp.* V. 108, N. 4-5, 465-475.
- Ruiz, F.; Rodríguez Ramírez, A.; Cáceres, L. M.; Rodríguez Vidal, J.; Carretero, M.I.; Clemente, L.; Muñoz, J.M.; Yañez, C. y Abad, M. (2004). Late Holocene evolution of the southwestern Doñana National Park (Guadalquivir Estuary, SW Spain): a multivariate approach. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, N. 204, 47-64.
- Vera, J.A. (1994). *Estratigrafía. Principios y métodos*. Ed.Rueda. 812 p.

► Capítulo 3. Costa de Cádiz

- Aguirre, J. (1995). Implicaciones paleoambientales y paleogeográficas de dos discontinuidades estratigráficas en los depósitos pliocénicos de Cádiz (SW de España). *Rev. Soc. Geol. España*, 8 (3), 161- 174.
- Alfaro, P., Andreu, J. M., González, M., López, F. J. y López, J. A. (2003). Itinerarios Geológicos por la Cordillera Bética. Biblioteca Andaluza de Arte y Literatura - Consejería de Medio Ambiente de la Junta de Andalucía. 177 p
- Luque, L., Zazo, C., Recio, J.M., Dueñas, M.A., Goy, J.L., Lario, J., Gonzalez, F., Dabrio, C.J. y González, A. (1999). Evolución sedimentaria de la laguna de La Janda (Cádiz) durante el Holoceno. *Cuaternario y Geomorfología*, 13 (3-4), 43-50.
- Pendón, J.G. (1978). Sedimentación turbidítica en las unidades del Campo de Gibraltar. Tesis Doctorale, Universidad de Granada, 251 p.
- Stauffer, P.H. (1967). *Journal of Sedimentary Petrology*, Vol. 37 (2), 487-508.
- Tarback, E. y Lutgens, F. (1999). *Ciencias de la tierra: una introducción a la geología física*. Prentice Hall, D.L.
- 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.

► Capítulo 4. El karst subbético

- Delannoy, J. J. (1999). Contribución al conocimiento de los macizos kársticos de las serranías de Grazalema y Ronda. En: *Karst en Andalucía* (J.J. Durán y J. López, Eds.), p.93-129. Instituto Tecnológico Geominero de España, Madrid.
- Diputación de Granada - ITGE (1990). *Atlas Hidrogeológico de la Provincia de Granada*.
- Durán, J.J. y López J. (eds) (1999). *Karst en Andalucía*. Instituto Tecnológico Geominero de España, Madrid, 192 p.

- Gutiérrez Mas, J.M., Martín Algarra, A., Dominguez Bella, S. y Moral Cardona, J.P. (1982). Introducción a la geología de la provincia de Cádiz. Servicio de Publicaciones de la Universidad de Cádiz, 315 p + 1 mapa.
- López Geta, J.A., Rubio Campos, J.C., González Ramón, A., Luque Espinar, J.A, Moreno Merino, L., Gómez López, J.A. y Rodríguez Padilla, J.L. (1988). Hidrogeología de la Reserva de La Laguna de Fuente de Piedra. Publicaciones Instituto Geológico y Minero de España.
- Lopis, N. (1971). Fundamentos de Hidrogeología kárstica (Introducción a la geoespeleología). Editorial Blume. 270 p.
- Martínez, J. (1997). Manual de Espeleología. Manuales Desnivel, 175 p.
- Navarro, J. (2003). Atlas Visuales Océano: Geología. MMI Océano Editorial. 83 p.
- Salazar Rincón, A., De Alba Alonso, S., Gallardo Díaz, J., Portero García, G., Pascual Muñoz, M.H., Olivé Devó, A. Díaz de Terán J. y Francés Arriola, E. (1991). Geomorfología y Edafología de Gipuzkoa. Ed: Diputación Foral de Gipuzkoa. 128 p.
- Selby, M.J. (1985). Earth's Changing Surface. Oxford Univerty Press, N. York, 6007 p.
- Rodríguez Vidal, J., Alvarez, G., Cáceres, L.M., Martínez Aguirre, A. y Alcaraz, J.M. (1999). Morfogénesis y fases de karstificación cuaternarias en la sierra del Endrinal (Grazalema, Cádiz). Cuaternario y Geomorfología, 13 (1-2), 7-17.

► Capítulo 5. Sierra Nevada y entorno

- Alfaro, P., Andreu J. M., González, M., López, F. J. y López, J. A. (2003). Itinerarios Geológicos por la Cordillera Bética. Biblioteca Andaluza de Arte y Literatura - Consejería de Medio Ambiente de la Junta de Andalucía, 177 p.
- Braga, J.C., Martín, J. M. y Alcalá, B. (1990). Coral reefs in coarse terrigenous sedimentary environments (upper Tortonian, Granada basin, S. Spain). *Sedimentary Geology*, 66: 135-150.
- Braga, J.C. y Aguirre, J. (2001). Coralline algal assemblages in upper Neogene reef and temperate carbonates in Southern Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 175: 27-41.
- Gómez Ortiz, A. (2002). Mapa Geomorfológico de Sierra Nevada. Consejería de Medio Ambiente. Junta de Andalucía. Contiene: Memoria y plano.
- Instituto Geológico y Minero de España (1991). Investigación Hidrogeológica para apoyo a la gestión hidrológica en la cuenca del río Guadalfeo (Granada). Informe. Inédito.
- Martín, J.M. y Braga, J.C. (1997). Sierra Nevada: historia del levantamiento de un relieve deducido a partir de las unidades conglomeráticas de su borde. En: Calvo, J.P. y Morales, J. (eds). *Avances en el conocimiento del Terciario Ibérico*. Universidad Complutense de Madrid - Museo Natural de Ciencias Naturales, 117-120.
- Martínez - Martínez, J.M.; Soto, J.I. y Balanyá, J.C. (2002). Orthogonal Holding of extensional detachments: structure and origin of the Sierra Nevada elongate dome (Betics, SE Spain). *Tectonics*, 21 (3): art. no. 1012.
- Navarro, J. (2003). Atlas Visuales Océano: Geología. MMI Océano Editorial, 83 p.
- Tarbutck, E. y Lutgens, F. (1999). *Ciencias de la tierra: una introducción a la geología física*. Prentice Hall, D.L.

► Capítulo 6. Desierto de Tabernas

- Corrales I., Rosell, J., Sánchez de la Torre, L., Vera, J. y Vilas, L. (1977): Estratigrafía. Ed. Rueda, Madrid. 717 p.
- Mather, A.E.; Martin, J.M.; Harvey, A.M. y Braga, J. (Eds.), (2001). A field guide to the the Neogene sedimentary basins of the Almeria Province, South-East Spain. Blackwell Science, Oxford, 350 p.
- Villalobos Megía, M. (ed.) (2003). Geología del entorno árido almeriense. Guía didáctica de campo. Consejería de Medio Ambiente - Ministerio de Medio Ambiente (ACUSUR). 163 p.

► Capítulo 7. Cabo de Gata - Bahía de Almería

- Fernández Soler, J.M. (1996). El volcanismo calco - alcalino en el Parque Natural Cabo de Gata - Najar (Almería). Estudio volcanológico y petrológico. Sociedad Almeriense de Historia Natural. Almería. 296 p.
- Villalobos Megía, M. (ed.) (2003). Geología del entorno árido almeriense. Guía didáctica de campo. Consejería de Medio Ambiente - Ministerio de Medio Ambiente (ACUSUR). 163 p.
- Zazo, C. y Goy, J.L. (1989). Sea level changes in the Iberian Peninsula during the last 200.000 years. En: Scott, Pirazzoli y Honing (Eds): Late Quaternary Correlation and applications, 256, 27-39. Kluwer, Deventer.

► Capítulo 8. Cuenca y karst en yesos de Sorbas

- Braga, J.C. y Martín, J.M. (1996). Geometries of reef advance in response to relative sea-level changes in a Messinian (uppermost Miocene) fringing reef (Cariatiz Reef, Sorbas Basin, SE Spain). *Sedimentary Geology*, 107, 1-2: 61-81.
- Braga, J.C. y Martín, J.M. (2000). Subaqueous siliciclastic stromatolites; a case history from late Miocene beach deposits in the Sorbas Basin of SE Spain. En: *Microbial sediments* (R.E. Riding y S.M. Awramik, Eds). 226-232.
- Calaforra Chordi, J.M. (2002). El Karst en Yesos de Sorbas, un recorrido subterráneo por el interior del yeso. Publicaciones Calle Mayor. Estella, Navarra, 84 p.
- Martín, J.M., Braga, J.C. y Riding, R. (1997). Late Miocene Halimeda alga-microbial segment reefs in the marginal Mediterranean Sorbas Basin, Spain. *Sedimentology*, 44: 441-456.
- Mather, A.E.; Martin, J.M.; Harvey, A.M. y Braga, J. (Eds.), (2001). A field guide to the the Neogene sedimentary basins of the Almeria Province, South-East Spain. Blackwell Science, Oxford, 350p.
- Roep, T.B., Beets, D.J., Dronkert, H. y Pagnier, H. (1979). A prograding coastal sequence of wave-built structures of Messinian age, Sorbas, Almería, Spain. *Sediment. Geol.*, 22: 135-163.
- Villalobos Megía, M. (ed.), 2003. Geología del entorno árido almeriense. Guía didáctica de campo. Consejería de Medio Ambiente - Ministerio de Medio Ambiente (ACUSUR). 167 p.

► Capítulo 9. Cuenca de Guadix - Baza

- García Aguilar, J.M. y Martín J.M. (2000). Late Neogene to Recent continental history and evolution of the Guadix-Baza basin (SE Spain). *Rev. Soc. Geol. España* 13 (1), 65-78.

- Torres-Ruiz, J. (1983). Genesis and Evolution of the Marquesado and Adjacent Iron Ore Deposits, Granada, Spain. *Economic Geology*, Vol 78, 1657-1673.
- Torres, T., Llamas, J.F., Canoira, P., García-Alonso, P., García-Cortés, A. y Mansilla, H. (1997). Amino acid chronology of the Lower Pleistocene deposits of Venta Micena (Orce, Granada, Andalucía, Spain). *Org. Geoche.* Vol 26. No.1/2.85-97.

► Capítulo 10. Sierras de Cazorla, Segura, Las Villas y Sierra de Castril

- Alfaro, P.; Andreu J. M.; González, M., López, F. J. y López, J. A. (2003). Itinerarios Geológicos por la Cordillera Bética. Biblioteca Andaluza de Arte y Literatura - Consejería de Medio Ambiente de la Junta de Andalucía, 177 p Instituto Geológico y Minero de España (1975). Mapa Geológico de España. Escala 1:50.000. (908) Santiago de la Espada.
- Instituto Geológico y Minero de España (1994). Mapa Geológico de España. Escala 1:50.000. (928) Cazorla.
- Instituto Geológico y Minero de España - Dirección General de Obras Hidráulicas (2001). Proyecto para la actualización de la infraestructura Hidrogeológica de las Unidades 05.01 Sierra de Cazorla, 05.02 Quesada-Castril, 07.07 Sierra Segura-Cazorla y Carbonatado de la Loma de Úbeda. Informe. Inédito.
- García-Hernández, M., Castro, J.M. y Nieto, L.M. (2001). Los carbonatos del Cretácico Inferior del Prebético de la Sierra de Segura. En: Itinerarios geológicos por el Mesozoico de la provincia de Jaén. Páginas, 61-91. Departamento de Geología, Universidad de Jaén.
- Platt, J. P., Allerton, S., Kirker, A., Mandeville, C., Mayfield, A., Platzman, E. S. y Rimi, A. (2003). The ultimate arc: Differential displacement, oroclinal bending and vertical axis rotation in the External Betic - Rif arc. *Tectonics*, 22:3, 1017-1029

► Capítulo 11. Despeñaperros - Fosa de Bailen

- Durán, J.J. y Nuche, R. (Eds.) (1999). Patrimonio Geológico de Andalucía. Enresa, Madrid, 357 p.

► Capítulo 12. Eje Subbético Jaén - Córdoba

- Corrales I., Rosell, J., Sánchez de la Torre, L., Vera, J. y Vilas, L. (1977): Estratigrafía. Ed. Rueda, Madrid. 717 p.
- Twiss R.J. y Eldridge M.M. (1992). *Structural Geology*. New York, W. H. Freeman.

► Capítulo 13. Cuenca Carbonífera del Guadiato

- Wagner, R. (1999). Fósiles vegetales. Serie: Recursos Naturales de Córdoba nº 6. Diputación de Córdoba.

► Capítulo 14. Cuenca del Guadalquivir

- Roldán García F.J. (1995). Evolución neógena de la cuenca del Guadalquivir. Tesis Doctoral de la Universidad de Granada. Inédita.
- Strahler, A. (1992). *Geología física*. Ed. Omega, 629 p.
- Vera, J.A. (2000). El Terciario de la Cordillera Bética: Estado actual de conocimientos. *Rev. Soc. Geol. España* 13(2), 345-373.

► Capítulo 15. Faja Pirítica en Riotinto - Tharsis

- Durán, J.J. y Nucho, R. (Eds.) (1999). Patrimonio Geológico de Andalucía. Enresa, Madrid, 357 p.
- Del Val, J., Durán, J.J. y Ramírez, F. (1999). La Gruta de las Maravillas. En: Durán, J.J. y López J. (eds). Karst en Andalucía. Instituto Tecnológico Geominero de España, Madrid, 192 p.
- Martín-Rosales, W., López-Chicano, M. Rodríguez, C.M. y Pulido-Bosch, A. (1995). Morfología, espeleotemas y climatología de la "Gruta de las Maravillas" (Aracena, Huelva). Espeleotemas, 5: 51-62.

► Sitios web de interés

En la página web de la Consejería de Medio Ambiente de la Junta de Andalucía puede encontrarse amplia información de carácter divulgativo sobre Geodiversidad y Patrimonio Geológico de Andalucía

www.juntadeandalucia/medioambiente/site/web

Buscar en:

- Estrategia Andaluza para la Conservación de la Geodiversidad (Documento Borrador)
- Patrimonio Geológico y Geodiversidad
- Paraje Natural de Karst en Yesos de Sorbas. Patrimonio Geológico y Geodiversidad.
- Paraje Natural de Desierto de Tabernas. Patrimonio Geológico y Geodiversidad
- Parque Natural Cabo de Gata - Níjar. Patrimonio Geológico y Geodiversidad
- Parque Natural de Sierras Subbéticas. Patrimonio Geológico y Geodiversidad
- Parque Natural de Despeñaperros y Paraje Natural de Cascada de La Cimbarra. Patrimonio Geológico y Geodiversidad
- Paraje Natural del Torcal de Antequera. Patrimonio Geológico y Geodiversidad
- Parque Natural de Sierra Norte. Patrimonio Geológico y Geodiversidad
- Parque Nacional y Parque Natural de Sierra Nevada. Patrimonio Geológico y Geodiversidad

► Otro material divulgativo

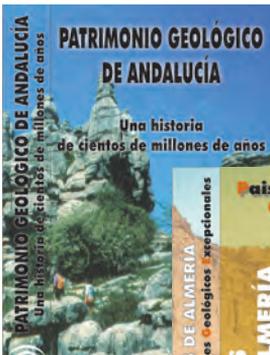
- Colección de trípticos divulgativos sobre "Patrimonio Geológico y Geodiversidad en Parques y Parajes Naturales de Andalucía". Consejería de

Medio Ambiente. Junta de Andalucía. 2002. Publicados hasta la fecha los siguientes:

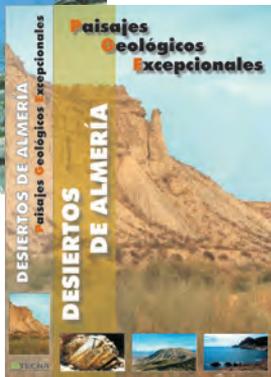


- Paraje Natural de Karst en Yesos de Sorbas, Almería
- Paraje Natural de Desierto de Tabernas, Almería.
- Parque Natural Cabo de Gata - Níjar, Almería.
- Parque Natural de Sierras Subbéticas, Córdoba.
- Parque Natural de Despeñaperros y Paraje Natural de Cascada de Cimbarra.
- Paraje Natural del Torcal de Antequera, Málaga.
- Parque Natural de Sierra Norte, Sevilla.
- Parque Nacional y Parque Natural de Sierra Nevada.

- Mapa Desplegable 1:600.000 sobre "Patrimonio Geológico y Geodiversidad en la Red de Espacios Naturales Protegidos de Andalucía". Consejería de Medio Ambiente. Junta de Andalucía. 2002.
- Colección de Láminas "Andalucía, diversidad para el futuro". Consejería de Medio Ambiente. Junta de Andalucía. 2002, 2003 Y 2004.
- Colección de 8 Láminas sobre "Paisajes de Andalucía: Sierras y Montañas". Consejería de Medio Ambiente. Junta de Andalucía. 2003.



- DVD/Vídeo: "Geodiversidad Patrimonio Geológico de Andalucía". Consejería de Medio Ambiente. Junta de Andalucía. 2003.



- Video: "Desiertos de Almería: paisajes geológicos excepcionales". ACUSUR- Consejería de Medio Ambiente. Junta de Andalucía. 2002



- CD multimedia: "Inventario de Georrecursos Culturales de Andalucía". Consejería de Medio Ambiente. Junta de Andalucía. 2004.

