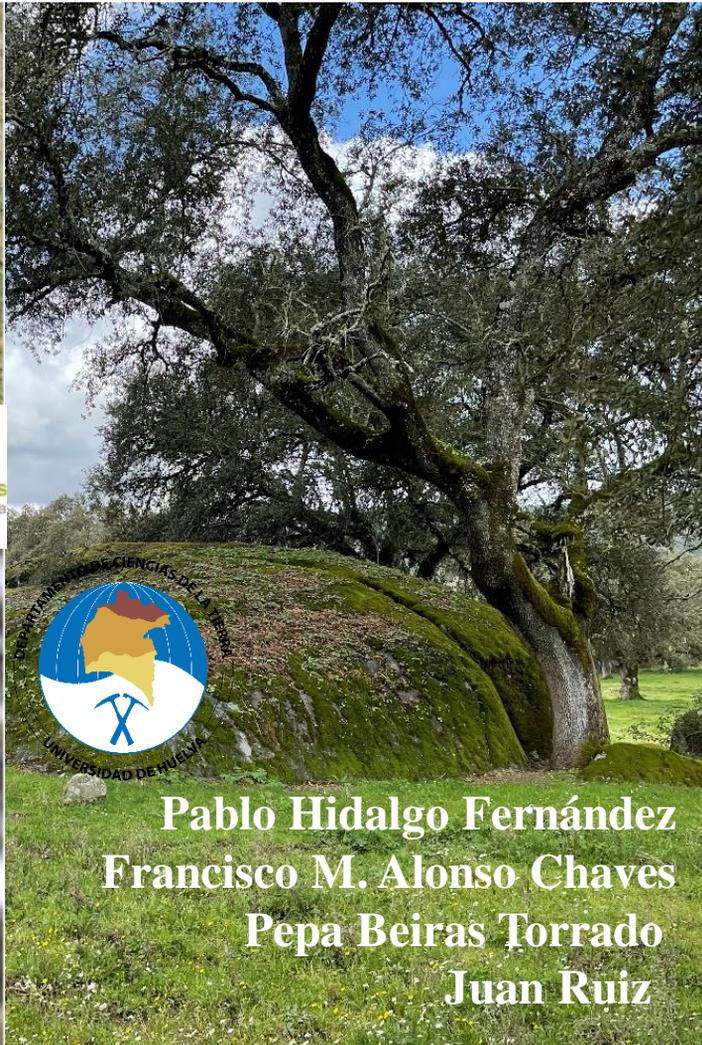




Dehesa la Torre, estudio de campo geológico-botánico de un enclave peculiar en Aroche, Huelva: una visión multidisciplinar con la perspectiva naturalista



**Pablo Hidalgo Fernández
Francisco M. Alonso Chaves
Pepa Beiras Torrado
Juan Ruiz**



Dehesa la Torre, estudio de campo geológico-botánico de un enclave peculiar en Aroche, Huelva: una visión multidisciplinar con la perspectiva naturalista

Ponentes:

- **Pablo Hidalgo Fernández** (Dpto. de Ciencias Integradas, Universidad de Huelva)
- **Francisco Manuel Alonso Chaves** (Departamento de Ciencias de la Tierra, Huelva)

Coordinan:

- **Pepa Beiras Torrado y Juan Ruiz Romero (AEPECT)**

1ª PARTE: INTRODUCCIÓN	2
2ª PARTE: GEOLOGÍA	3
2.1.-EL MAPA GEOLÓGICO DE LA PENÍNSULA IBÉRICA: UNA GUÍA PARA DESCUBRIR UN MUSEO NATURAL AL AIRE LIBRE	3
2.2.- LA PROVINCIA DE HUELVA EN EL MARCO DE LA TECTÓNICA DE PLACAS Y EL TIEMPO GEOLÓGICO	6
2.3 LA ZONA DE OSSA-MORENA EN LA SIERRA DE ARACENA Y PICOS DE AROCHE.....	11
2.4.- EL PLUTÓN DEL PUERTO.....	13
2.5.-FASES DE DEFORMACIÓN	14
3ª PARTE: EL BOSQUE MEDITERRÁNEO	15
3.1.- EL ECOSISTEMA MEDITERRÁNEO	15
3.2.- ECOFISIOLOGÍA DEL ECOSISTEMA MEDITERRÁNEO	15
3.3.- ALCORNOCALES Y ENCINARES	16
3.4.- MELOJARES Y OTROS ROBLES MARCESCENTES.....	19
4ª PARTE: FORMACIONES DE RIBERA	19
4.1.- EL AMBIENTE RIBEREÑO	19
4.2.- CAUCE ESTABLE O PERMANENTE.....	19
4.3.- CAUCE INESTABLE U OSCILANTE	21
4.4.- ANEXOS (MAPAS TEMÁTICOS DIVERSOS).....	23
5ª PARTE: ACTIVIDADES	29
6ª PARTE (MAPA GEOLÓGICO Y ANEXOS DE GEOLOGÍA):	33

CURSO DE CAMPO

Dehesa la Torre, estudio de campo geológico-botánico de un enclave peculiar en Aroche, Huelva: una visión multidisciplinar con la perspectiva naturalista

1ª PARTE: INTRODUCCIÓN

El documento que presentamos está redactado con el ánimo de servir como información básica en una expedición científica y de carácter naturalista por la Sierra de Huelva donde se abordan observaciones geológicas y de carácter botánico.

En ningún momento se ha pretendido hacer una guía de campo para explicar aspectos detallados de los diversos recorridos y observaciones puntuales a lo largo de los mismos. Por ello aquí no se describen paradas y puntos concretos de observación. De hecho, esperamos descubrir entre todos esos puntos que potencialmente quedarían incluidos en una futura guía de campo que serviría como manual en una excursión con nuestros estudiantes, por ejemplo. Ojalá podamos concluir que hay un puñado de puntos (expresados por su latitud y longitud) que son de especial interés a lo largo de los itinerarios que se proponen.

La idea que tuvimos desde la concepción de este proyecto era diseñar diversas alternativas para profundizar en la importancia que tiene hacer observaciones desde nuestro propio conocimiento de la Naturaleza y la necesidad de relacionar ideas, tratando de ser protagonistas de nuestro propio progreso científico e intelectual, participando de los debates y consolidando ideas. Entendemos que todos/as, desde nuestra perspectiva, podemos contribuir a enriquecer un análisis basado en la observación rigurosa de datos de campo. Dicha observación pretende ser lo más sencilla y simple, basada en la aplicación de diferentes criterios de clasificación de rocas o plantas. Los datos observados pueden quedar convenientemente anotados en nuestros cuadernos (incluso en este mismo documento), y es deseable que puedan contribuir a expresar nuevas ideas que toman especial valor si las plasmamos en mapas.

De hecho, podría decirse que este curso de campo pretende poner en valor la importancia de mapas temáticos, ya sean de distribución de rocas o mapas de vegetación. Para ello se disponen de importantes recursos técnicos que permiten el tratamiento de imágenes y por consiguiente será posible dar diseño a ideas muy variadas que reflejen a través de una paleta de color aquellos aspectos que consideremos relevantes de una región. La singularidad del mapa geológico es que su diseño nos habla de la arquitectura de las rocas que integran montañas o cinturones orogénicos; y los mapas de vegetación también van a servir para mostrar otras singularidades de esa región: desde las características composicionales del suelo, a los aspectos climáticos (paralelamente la influencia de la altitud), condiciones medioambientales más o menos exigentes para el desarrollo de determinadas especies, etc.

Nos hemos permitido ciertas licencias durante la redacción de este documento, una de ellas es que se ha redactado un texto sin referencias bibliográficas expresamente contenidas en él, si bien, durante el desarrollo del curso se facilitará una amplia información en este sentido. Por otra parte, y para enriquecer el desarrollo de la actividad se presentan abundante material a modo de anexos.

Esperamos que disfrutemos todos de la experiencia, te podemos asegurar que nosotros ya lo hemos empezado a disfrutar desde el momento que empezamos a trabajar en ese proyecto.

2ª PARTE: GEOLOGÍA

2.1.- El mapa geológico de la península ibérica: Una guía para descubrir un museo natural al aire libre

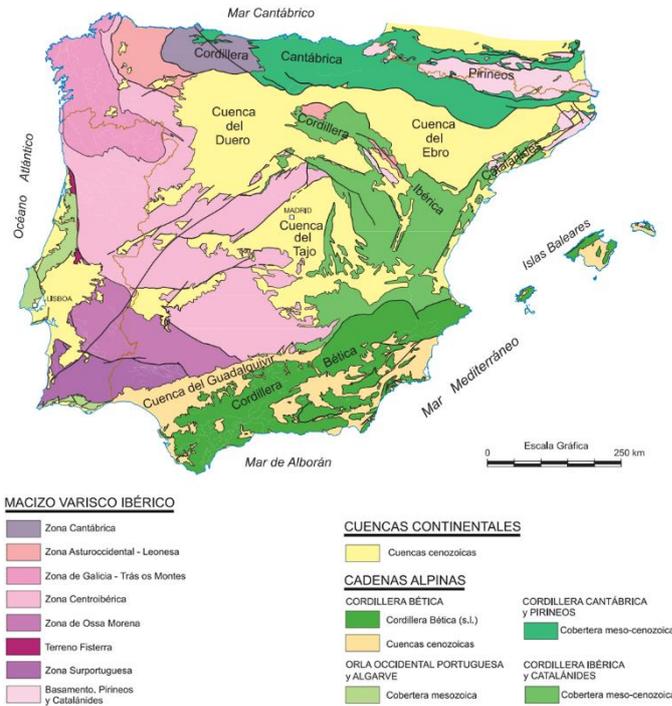
Desde que se empezaron a realizar los primeros mapas geológicos de la península ibérica, allá por 1834, se puso de manifiesto que tales documentos eran muy útiles para explicar los tipos de rocas que afloran en una región determinada. Debía de ser toda una odisea explorar por primera vez un territorio teniendo in mente observar rocas y reflejar en un mapa las observaciones realizadas. En este sentido, Guillermo Schulz (1984) publicó el Mapa Petrográfico del Reino de Galicia. No deja de ser curioso que en el título de tal documento apareciese la palabra “petrográfico”. Posteriormente, Joaquín Ezquerro del Bayo (1845) realiza un documento titulado Croquis geosnóstico de la Cuenca del Duero. Y poco después, se crea en España la Comisión de la Carta Geológica de Madrid y General del Reino, que es la denominación inicial del Instituto Geológico y Minero de España. El propósito de aquella comisión es elaborar el mapa geológico del país, para poder dar apoyo científico y técnico a proyectos empresariales de primer nivel como son la minería y diversas obras de infraestructuras (proyectos de ingeniería civil) e incluso atender al desarrollo agrario, aportando datos sobre el uso del suelo y la mejor adaptación del mismo para diferentes cultivos. Ahí, en nuestra modesta opinión, aparece el primer encuentro entre geología y botánica, entiéndase, conexión en un sentido muy amplio. A partir de la segunda mitad del siglo XIX se multiplican los documentos cartográficos que se realizan en España. Entre ellos quisiéramos destacar los Mapas Geológicos de España a escalas 1:400.000 y 1:1.500.000, realizados en 1889 y 1893. A lo largo del siglo XX se fueron mejorando la información cartográfica y con ello se documentaba la evolución geodinámica de la península ibérica. De tal manera que en 1952 se publica el Mapa Geológico de España y Portugal, por fin hay una cartografía geológica de la península ibérica. Y desde entonces, los geólogos encuentran en esos mapas el mejor argumento para explorar un territorio y buscar en él los procesos geológicos que se aceptan en el marco de la tectónica de placas (recuérdese que dicha teoría aparece a finales de los años sesenta del siglo pasado).

Las cadenas alpinas de la península ibérica mostraban los principales rasgos de los cinturones orogénicos más modernos que hay en nuestro país, en este sentido se diferenciaron entre otras zonas las Cordilleras Pirenaica y Cantábrica (formadas por coberteras mesozoicas-cenozoicas más o menos deformadas), la Cordillera Ibérica y Catalánide (antigua Costero - Catalana) y la Cordillera Bética (junto con sus cuencas terciarias intramontañosas). Completando las referencias de la geología regional alpina en la península ibérica es necesario citar como excepción y singularidad por su posición geográfica la orla occidental mesozoica portuguesa y del Algarve (y por tanto la Cuenca del Algarve cuyos afloramientos más orientales se observan en Ayamonte y Niebla). Todas las cordilleras citadas anteriormente están situadas en la mitad oriental de la península ibérica. Efectivamente, se trata de una zona de montañas dominada especialmente por rocas carbonatadas, muchas de ellas son calizas (recuérdese la España caliza o calcárea que se reflejaba en algunos tipos de mapa). Entre dichas cordilleras destacan también la existencia de grandes cuencas terciarias. La mayoría de tales cuencas reflejan en su última

etapa episodios de regresión tectónica (asociadas al levantamiento de la península) y por consiguiente las cuencas están colmatadas por sedimentos continentales. Dichas cuencas toman nombre de diferentes ríos que cruzan la península (Duero, Ebro, Tajo, Guadalquivir). De manera análoga a lo comentado anteriormente en esas cuencas queda el reflejo de la España arcillosa que en alguna ocasión también vimos ilustrada en los mapas. Y finalmente, en la parte occidental de la península ibérica queda por describir un vasto afloramiento de rocas esencialmente silíceas y antiguas (Paleozoicas o pre-Cámbricas). Nos referimos al basamento cristalino pre-alpino de la península, es decir: el Macizo Ibérico (también llamado el Macizo Hespérico), y en él está conservada la historia geológica más antigua de la península.

A la luz de la tectónica global los geólogos/as han descubierto en el Macizo Ibérico la existencia de antiguas zonas de subducción, retazos de los fondos oceánicos de mares y océanos cuya existencia es ignorada por la mayoría de personas, evidencias de colisiones continentales (también esos continentes son ignorados por la mayoría de los mortales), y en definitiva un planeta cuya paleogeografía ha ido cambiando como evidencia silenciosa del dinamismo del planeta.

Las huellas de esos procesos están reflejadas en las modernas cartografías geológicas, y desde este punto de vista es posible subdividir el Macizo Ibérico en diferentes provincias geológicas (a modo de grandes unidades tectónicas), que de norte a sur son:



Zona Cantábrica, Zona Asturoccidental-Leonesa, Zona de Galicia Trás-os-Montes, Zona Centroibérica, Zona de Ossa-Morena, Terreno Fisterra y Zona Sudportuguesa. Además de los afloramientos del basamento varisco en las montañas pirenaicas y catalánides. Era necesario nombrar esas zonas y dejar constancia en los nombres que las rocas afloran tanto en España como en Portugal, de ahí la combinación de topónimos de uno y otro país.

Figura 1.- Distribución cartográfica de las principales unidades geológicas de la península ibérica, basadas en el Mapa Geológico de España y Portugal (E=1:1.000.000), IGME (2015)

Las constantes transformaciones que se han ido produciendo en la península ibérica desde el Neoproterozoico, es decir, en los últimos 1.000 millones de años, han condicionado que una parte de la mayor parte de la historia de nuestro planeta resulte compleja de analizar en la península, en cambio, han quedado muy bien documentados (como escritos en las piedras) los procesos más podernos, referidos casi al último cuarto de vida de nuestro planeta. Si imaginamos que nuestro planeta tuviese 100 años, en la península ibérica se puede hablar de casi los últimos 25 años.

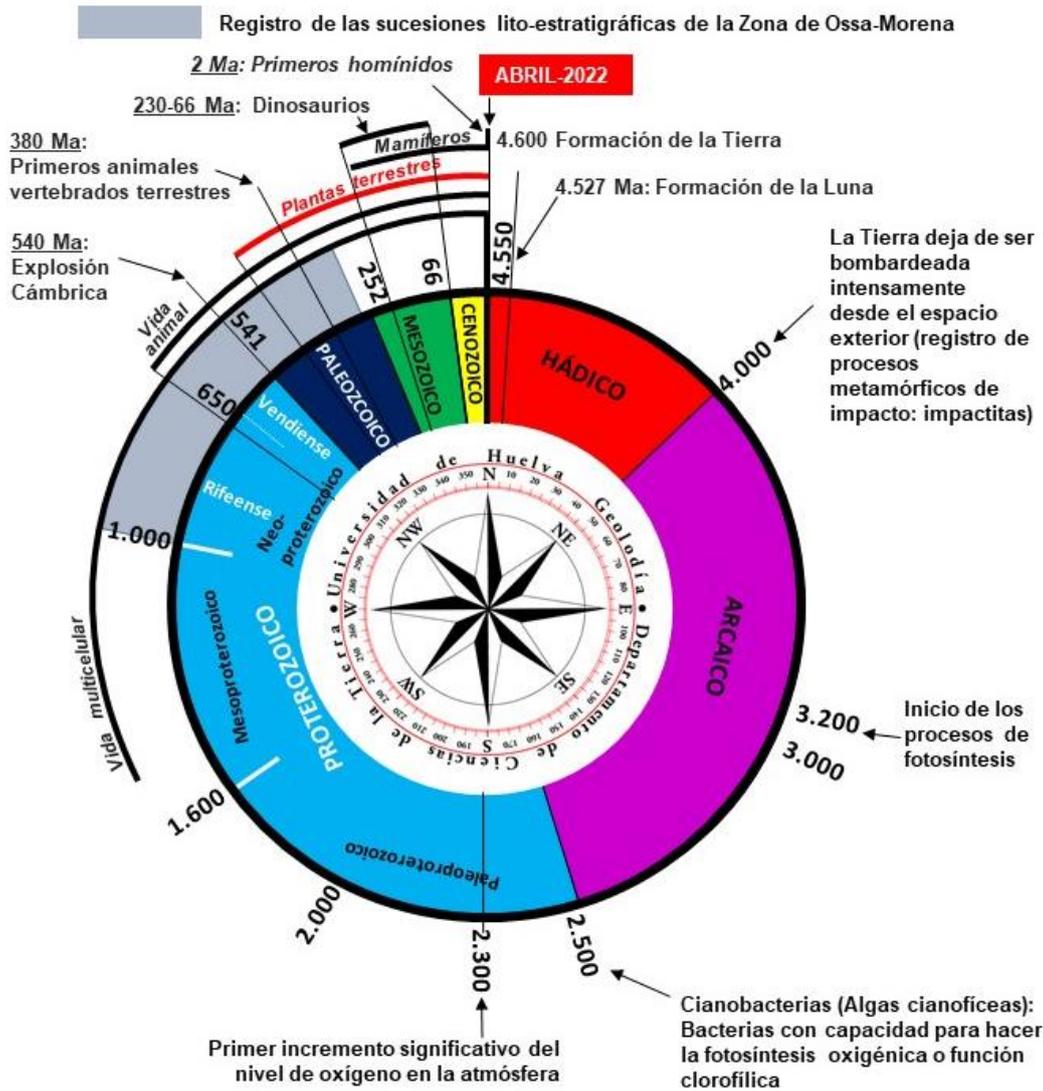


Figura 2.-El Tiempo Geológico y la evolución de la Vida: la apuesta de nuestro planeta por la Geobiología.

Remitimos al lector a interesarse por otras regiones del planeta donde está conservada la historia de “los primeros 75 años del planeta”, siguiendo con la analogía anterior. Es decir: los primeros 3.600 millones de años de la Tierra. En tal caso hay que centrar la observación en las rocas que forman parte de los escudos cratónicos, y así descubriremos que allí quedaron ejemplos de impactos meteoríticos cuando nuestro planeta sólo contaba con 600 millones de años, era muy juvenil. Posteriormente, hace 3.200 millones de años se documentaron los procesos de fotosíntesis y hace 2.500 millones de años las cianobacterias (algas cianofíceas) van a marcar un antes y un después en la historia del planeta: la función clorofílica era una realidad y solo era cuestión de tiempo que hubiese un cambio en la composición de la atmósfera, cosa que ocurrió hace 2.300 millones de años con la elevación del nivel de oxígeno. En las actividades propuestas para este curso tendremos oportunidad de familiarizarnos con una parte de esta historia.

Sirva toda la descripción anterior para poner en valor los afloramientos rocosos de la península ibérica, ya sean cadenas alpinas y asombrarnos con la arquitectura de las montañas que observamos actualmente, o bien, dejar volar nuestra imaginación y pensar en otros ciclos orogénicos, como el varisco (ocurrido durante el periodo Devono-Carbonífero) y las montañas que debieron existir, las raíces de esas montañas, la erosión incesante en los últimos 400 millones de años -por citar una cifra redonda-. Las directrices cartográficas, aproximadamente NO-SE en la península ibérica, son clave para entender la organización espacial de los márgenes continentes y fragmentos corticales que chocaron resultando de ello una intensa deformación.

Es normal que se formen cinturones orogénicos arqueados, y por tanto que pueda hablarse de diferentes ramas (tramos más o menos rectilíneos) de esos cinturones. También es normal que la colisión entre continentes no sea sincrónica, y por tanto situar el proceso en el tiempo implica tener en cuenta tal diacronía.

En definitiva, el basamento varisco en la península ibérica es el afloramiento por excelencia del orógeno varisco europeo, porque se pueden hacer observaciones de manera continua a lo largo de más de 720 km desde Ayamonte a la Estaca de Bares, y podrían seguir sumándose kilómetros de observación continua en sentido transversal al comentado. En el sur de la península ibérica la provincia de Huelva adquiere un protagonismo especial, porque en ella afloran la Zona Sudportuguesa y la Zona de Ossa-Morena como piezas clave de un puzle que necesitamos montar para contar la historia de la orogenia varisca, y además quedan retazos de las evidencias que sirven para explicar la apertura del Océano Atlántico y la formación de un cuencas de antepaís a modo de flexura cortical en relación con el frente orogénico alpino y la reactivación de estructuras en el propio basamento varisco.

A través del estudio de las rocas y el paisaje onubense encontramos que la provincia de Huelva ha sido y es frontera entre continentes. Mucho nos sospechamos que en el futuro del planeta Tierra le tocará jugar ese mismo papel... pero eso es otra historia.

2.2 La provincia de Huelva en el marco de la Tectónica de Placas y el Tiempo Geológico

En la provincia de Huelva afloran una amplia variedad de rocas, principalmente sedimentarias en el tercio meridional de la provincia, y metamórficas e ígneas (ya sean volcánicas o plutónicas) en el tercio septentrional de la misma, destacando entre ellas el cinturón metamórfico de alto grado de la sierra onubense (véase el mapa geológico). Podría decirse que se trata de una región geológica que es excepcionalmente diversa y rica desde este punto de vista. Dichas rocas -analizadas en su conjunto- permiten interpretar una parte de los procesos geológicos que han sucedido en nuestro planeta desde el Cámbrico, e incluso desde el Neoproterozoico terminal, hasta nuestros días.

A lo largo de una geotransversal desde Ayamonte a la Sierra de Huelva se puede documentar la historia y evolución geodinámica de nuestro planeta, basta pensar que la Tierra es una máquina de generar rocas en diferentes escenarios tectónicos. La habilidad de los geólogos es mostrar esas rocas formando parte de la arquitectura regional y podrán descubrirse los continentes y los océanos que hubo sobre la superficie terrestre a lo largo del Tiempo Geológico. Un análisis de este tipo es un desafío increíble para el ser humano, porque tiene la posibilidad de sumergirse en el dinamismo de un planeta “singular” llamado Tierra; y aceptemos el calificativo de “singular”

de momento, a falta de más datos sobre otros planetas (la Geología Planetaria no deja de aportar información interesante y sorprendente, es el gran desafío para el siglo XXI).

Recuérdese que la historia geológica de los continentes actuales empieza hace unos 200 millones de años; y eso es relativamente poco tiempo -si pensamos en los 4.600 millones de años de existencia de la Tierra como planeta-. Remitimos al lector a otros documentos anteriores, similares a éste editados por la AEPECT, para documentarse sobre la evolución geodinámica de la cuenca del Algarve (enero de 2013) o el estilo de la deformación tectónica reflejada en una transversal al Andévalo y la Sierra de Huelva (marzo de 2011).

Los marcos tectónicos en los que se explican las génesis de las rocas permiten hacer reconstrucciones paleogeográficas y por tanto aportan muchas respuestas a preguntas directamente relacionadas con la configuración de los márgenes continentales y por ende con las cuencas marinas que se extendieron por latitudes y longitudes muy alejadas de la posición actual donde ahora observamos rocas deformadas y metamorfizadas, formando parte de áreas emergidas, de sierras que están sometidas a meteorización y erosión (son las actuales áreas fuente de los sedimentos que a lo largo de los ríos son transportados a los océanos). Unas veces las explicaciones para justificar las rocas y el marco tectónico requieren de procesos geológicos internos, en otros casos, los procesos geológicos externos son dominantes en el diseño de las fronteras entre los océanos y los continentes. Es oportuno recordar que los procesos geológicos, ya sean internos o externos, están relacionados y el modelo de la Tectónica de Placas es el marco de referencia necesario.

Los conceptos que se abordan en las aulas, como sismicidad o vulcanismo, sedimentación o erosión, sirven para entender y explicar la evolución de nuestro planeta. Precisamente, en el último curso organizado por la AEPECT (febrero-2022) se analizaba la evolución cuaternaria de la costa onubense y su relación con el frente orogénico alpino (al Este) y la importancia de vivir cerca de una falla transformante que recorre el Golfo de Cádiz, de Oeste a Este. De todos es bien conocida la zona de fractura Azores-Gibraltar, en ella diariamente se registra una microsismicidad discreta y dispersa a lo largo de un cinturón sísmico que se ensancha desde las Azores al Arco de Gibraltar. Y visto desde una perspectiva como la de los riesgos geológicos también somos conscientes que vivimos en una región donde pueden originarse grandes terremotos y megatsunamis. La posibilidad de educar en las aulas desde el conocimiento del dinamismo de nuestro planeta es saber valorar y conocer los riesgos de vivir cerca de los límites de las placas tectónicas actuales. Por supuesto, es saber qué hacer antes, durante y después de un gran evento sísmico (de nuevo remitimos al lector a los documentos de las I Jornadas de Riesgos Geológicos organizados por la AEPECT, en octubre de 2014).

Seguidamente vamos a tratar de describir los principales rasgos cartográficos de la provincia de Huelva, en una transversal norte-sur (o noreste-suroeste) de algo más de 100 km, según la sección que se elija. Se recomienda usar el mapa geológico adjunto para seguir la descripción del texto atendiendo a la necesidad de cada cual, por ello, para hacer más ágil la lectura no se cita dicho mapa en el texto -salvo que sea necesaria su referencia expresa-. Con independencia de la transversal que consideremos, en el sur de la misma se encuentran sedimentos cuaternarios que se superponen a los materiales neógenos de la Cuenca del Guadalquivir (cuenca de antepaís de las Cordilleras Béticas). Los materiales neógenos están formados principalmente por sedimentos siliciclásticos, destacando entre ellos las arcillas, además de arenas, limos y niveles de conglomerados. Tales sedimentos afloran ampliamente en el sur de la provincia de Huelva, desde Ayamonte-Lepe hasta la zona de El Condado. Por otra parte, los sedimentos neógenos

cubren al zócalo varisco ibérico. En cualquier transversal el zócalo queda siempre debajo de los sedimentos mio-pliocenos de la Cuenca del Guadalquivir. Merece la pena comentar que entre el zócalo paleozoico y los sedimentos terciarios (cobertera sedimentaria) hay afloramientos de rocas mesozoicas con una extensión cartográfica muy reducida. Dichos afloramientos se encuentran en el margen oriental del Río Guadiana en las proximidades de Ayamonte y en la misma ciudad de Niebla, a uno y otro lado del río Tinto. Tales afloramientos son de especial valor para reconstruir la historia geológica del sur de Iberia, conectando la región del Algarve con la cobertera tabular del sureste de la península y con las zonas externas de las Cordilleras Béticas. En ambas localidades quedan evidencias de los procesos de extensión que dieron lugar al inicio de la apertura del Océano Atlántico, y así puede documentarse en las rocas sedimentarias y volcánicas del Triásico que están parcialmente cubiertas por los sedimentos neógenos. Dichas rocas triásicas son un testimonio elocuente del inicio del ciclo alpino en nuestra provincia (y en el sur de Iberia), relacionado con la extensión de un margen continental y por ende con el inicio de la fragmentación de la Pangea para dar lugar a los continentes actuales. La mayor parte de dicho margen está sumergido formando la plataforma continental del Golfo de Cádiz. Los sedimentos neógenos de la cuenca del Guadalquivir, como la Formación Niebla y sus equivalentes estratigráficos de edad Tortoniense, cubrieron a las rocas mesozoicas y paleozoicas, enterrando parcialmente una historia geodinámica previa. Por suerte, los vastos afloramientos al norte de la discordancia neógena de la citada cuenca permiten reconstruir la historia geológica que se deduce para el basamento varisco.

Por tanto, y tratando de describir de forma sencilla la posición relativa de las diferentes rocas que se han comentado, los materiales paleozoicos de la provincia de Huelva quedan al norte de una de las principales discordancias que se identifican en la península ibérica: el límite de la Cuenca del Guadalquivir (cobertera sedimentaria del zócalo paleozoico y de los materiales mesozoicos). La dirección de dicho límite se orienta N070°E, es decir: ENE-SSO, y la discordancia buza suavemente varios grados (1-5°) hacia el SE, hacia el frente orogénico alpino. Siguiendo el criterio de superposición de los estratos (recuérdese la contribución de Nicolás Steno a la estratigrafía), el basamento varisco ocupa la posición tectónica más baja y representa la historia geológica más compleja y antigua de la provincia. El zócalo varisco es un cinturón de pliegues y cabalgamientos de vergencia suroeste afectado por una transpresión sinistrorsa.

Efectivamente, las rocas que constituyen el basamento “cristalino” informan de un periodo de tiempo amplio que representa todo el Paleozoico y parte del Neoproterozoico terminal. La arquitectura principal de la cuña orogénica se diseñó durante un episodio orogénico de edad devono-carbonífero, si bien, para ser precisos no deberíamos ignorar otras orogenias como la cadomiense y el magmatismo calcoalcalino del Vendense superior bien representado en la Zona de Ossa Morena (en esta memoria no abordaremos aspectos relacionados con tal orogenia). El resultado de la orogenia varisca fue un cinturón de pliegues y cabalgamientos enraizados en diferentes niveles corticales, la mayoría de las estructuras tectónicas tienen una vergencia hacia el sur o hacia el suroeste, así como una importante transpresión esencialmente sinistrorsa, tal y como se ha indicado más arriba. Las directrices estructurales de dicho cinturón orogénico en la rama sur del orógeno son NO-SE. El estilo tectónico de la orogenia varisca (o hercínica) en el suroeste de Iberia está íntimamente relacionado con la convergencia oblicua de dos grandes continentes y otras placas menores situadas entre ambos.

De tales hechos sólo se conservan las “piedras”, no así sus límites geográficos. En este sentido, siguiendo con el argumento anterior, Laurentia y Gondwana serían los continentes al norte y sur, respectivamente; y entre ellos otras placas de menores dimensiones como Avalonia (hoy la

Zona Sudportuguesa) y Armórica (hoy la Zona de Ossa-Morena). Entre Avalonia y Armorica habría un océano, conocido en la literatura geológica como Rhéico, hoy representado por las anfibolitas y rocas básicas de Beja-Acebuches (también llamadas metabasitas de Acebuches), ampliamente expuestas en la Sierra de Huelva. Así expresado, lo que tratamos de plantear es que, por ejemplo, el Ándevalo y la Cuenca Minera formarían parte de un margen continental que tendría su correlación con otras provincias geológicas situadas en el suroeste de las Islas Británicas -las rocas son asombrosamente similares, recuérdese por ejemplo la zona de Devon y en general todos los afloramientos al sur del paralelo Cardiff-Bristol-. Mientras que las rocas de la Sierra de Huelva (en un sentido amplio, incluyendo Picos de Aroche y la continuación natural de la misma en Portugal a través de la zona de Barrancos) formarían parte de otro continente, llamado en la literatura geológica Armórica.

Cada uno de los márgenes continentales que colisionaron tienen una individualidad tectónica propia previa al Devónico medio-superior, y a partir de ahí, una historia geológica común durante el Carbonífero que culmina con un proceso de colisión continental que contribuyó al apretamiento de las estructuras tectónicas, la verticalización de las mismas, así como el desarrollo de una transpresión que permitió acomodar un importante desplazamiento lateral entre las grandes masas corticales (y continentales). En aquel contexto geodinámico se formaron rocas metamórficas como las que se observan en la Zona de Ossa-Morena y el metamorfismo de alto grado de la Sierra de Huelva, así como el emplazamiento de rocas magmáticas en diferentes niveles corticales, el metamorfismo de contacto asociado a dichos plutones e importantes estructuras de plegamiento (anticlinorios y sinclinorios) con una destacada cilindridad. Y todo ello quedó escrito en las rocas, como si de un texto se tratase, la interpretación correcta de esa lectura es el estilo tectónico reflejado en las cartografías y cortes geológicos regionales, de ahí la importancia de los mapas geológicos. Obsérvese que la leyenda del mapa geológico se basa en las referencias a las bandas metamórficas, así como a las grandes estructuras de plegamiento que se han descrito en la región.

Por otra parte, podemos imaginar las montañas que debieron formarse y el engrosamiento cortical que supuso la colisión devono-carbonífera que originó el orógeno varisco. Las pruebas de dicho orógeno están actualmente extendidas (repartidas) entre tres continentes: América del Norte, Europa y África. No quedan rastros de las montañas paleozoicas, la erosión -entre otros procesos- ha borrado la evidencia geomorfológica que supuso aquel proceso orogénico, e incluso la raíz litosférica que se debió producir ha quedado compensada, tal y como se observa en el perfil sísmico IBERSEIS, donde se aprecia la discontinuidad de Mohorovicic a 33 km de profundidad y horizontal.

Las montañas que hoy vemos son relieves relativamente jóvenes, la mayoría de ellos formados durante el ciclo alpino y se tiene la seria sospecha que parte de las estructuras variscas se han reactivado en relación con los regímenes tectónicos que explican los movimientos entre las placas actuales, en nuestro caso, entre Iberia (Eurasia) y Nubia (África noroccidental).

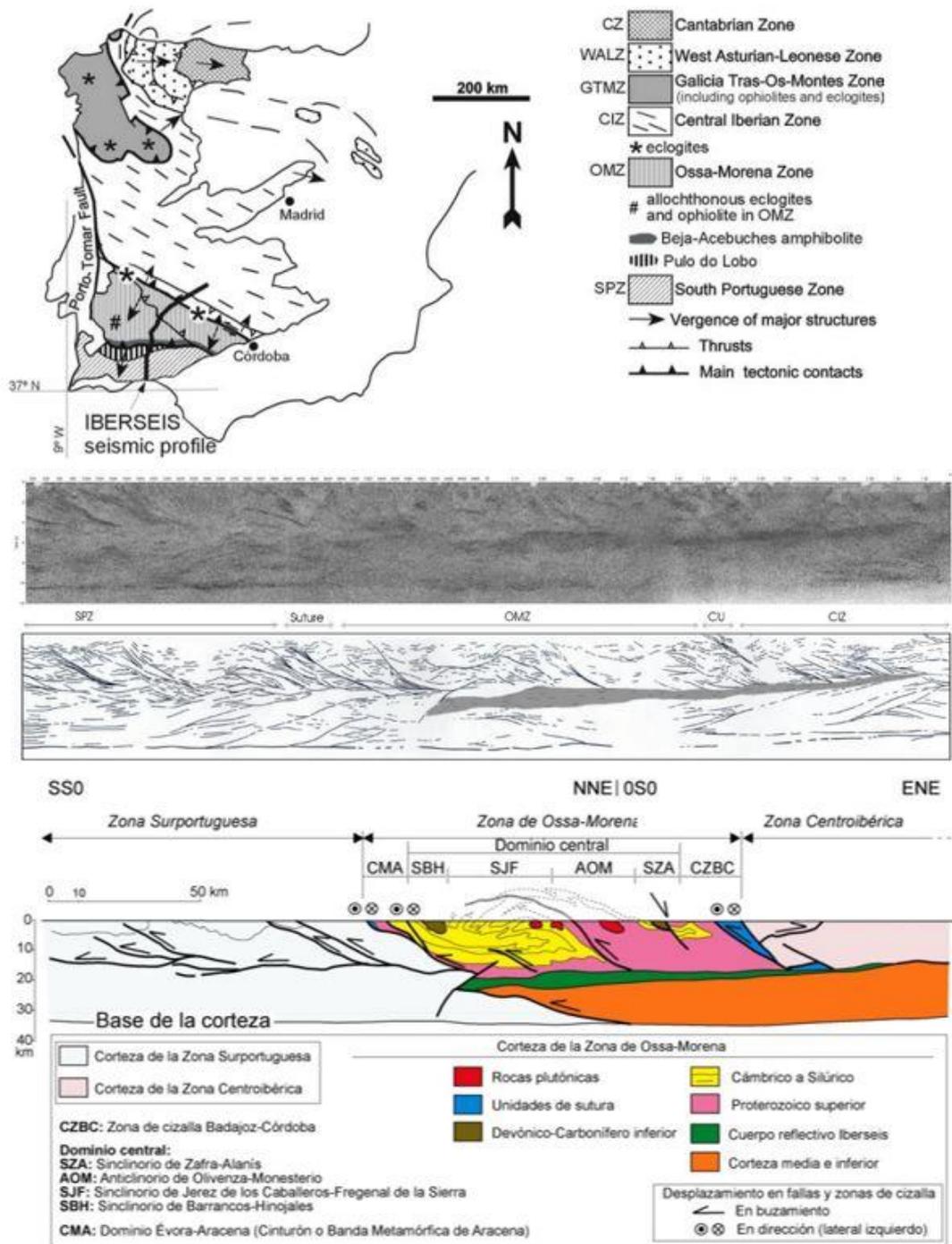


Figura 3.-Localización del perfil sísmico IBERSEIS en el suroeste de Iberia, atravesando el zócalo varisco de manera transversal a las estructuras tectónicas, e imagen sísmica del perfil de reflexión, así como su interpretación, identificando entre otros reflectores la discontinuidad de Mohorovicic (base de la corteza terrestre).

Por tanto, los afloramientos del zócalo varisco en la provincia de Huelva se atribuyen a dos conjuntos tectónicos que tienen características geológicas muy diferentes: la Zona Sudportuguesa y la Zona de Ossa-Morena, situándose esta última al norte de la primera. El contacto entre ambas zonas ha sido interpretado como una sutura, es decir, la unión de dos fragmentos continentales después del cierre del océano que hubo entre ambos. En relación con

tal sutura se produjo la zona de cizalla sudibérica, y en ella se encuentra la banda metamórfica de alto grado de Aracena y las anfibolitas de Beja-Acebuches. Dichas rocas, de composición básica, tienen unas características geoquímicas que les hacen ser afines a las de una corteza oceánica, y por ello se interpretan como la herencia de las rocas que, en su época -cuando se originaron-, representaron un fragmento de la corteza oceánica que hubo entre la Zona Sudportuguesa y la Zona de Ossa-Morena. Menuda historia geológica conservada en una transversal de 100 km.

Lo que está claro es que la historia geológica de la provincia de Huelva ha estado ligada siempre a un límite tectónico de orden mayor en nuestro planeta. Es decir, diferentes placas tectónicas han cambiado de denominación a lo largo del Tiempo Geológico, y cuando se perdió la evidencia de las áreas emergidas de dichas placas (continentes), en referencia a la paleogeografía de nuestro planeta, las piedras han permitido reconstruir no sólo su existencia sino el dinamismo entre esos continentes a lo largo de cientos de millones de años.

2.3 La Zona de Ossa-Morena en la Sierra de Aracena y Picos de Aroche

Las características litológicas y el estilo estructural de los afloramientos rocosos en la Zona de Ossa-Morena en la Sierra de Aracena y Picos de Aroche se puede describir como una organización en estrechas bandas más o menos arqueadas. Tales bandas son un rasgo singular en la parte septentrional de la provincia de Huelva y se extienden desde el noroeste de la misma hacia la zona centro y oriental de la sierra onubense. En concreto, desde la transversal de Encinasola - Rosal de la Frontera (por el oeste) a Cala - Zufre (en la parte oriental) se reconocen de manera continua las diferentes bandas a lo largo de unos 80-100 km, según la banda que se considere. La mayoría de las rocas que contribuyen a destacar la continuidad cartográfica en los mapas geológicos son diferentes tipos de rocas más o menos metamorfizadas, cuya posición tectónica se explica a través de zonas de cizalla dúctiles y grandes pliegues. Obsérvese en el mapa geológico que las estructuras tectónicas y las bandas de rocas metamórficas tienden a describir cinturones a modo de unidades geológicas orientadas NO-SE, siguiendo las directrices variscas (o hercínicas). Efectivamente, uno de los rasgos característicos de los cinturones orogénicos colisionales es el desarrollo de bandas metamórficas paralelas unas a otras junto con un importante control tectónico de las mismas. El mapa geológico realizado para ilustrar esta memoria muestra la denominación de dichas bandas, que de sur a norte son:

a) Zona de cizalla y banda metamórfica de Beja - Acebuches, en ella se encuentran las rocas de antiguos fondos oceánicos (rocas ígneas) que han sido metamorfizadas y por tanto se pueden denominar como ofiolitas. Desde el punto de vista composicional se trata de metabasitas del tipo ortoanfibilas. En la literatura geológica es frecuente encontrar referencias a estas rocas como las “anfibilas de Acebuches”. Obsérvese que en ocasiones dicha banda pierde continuidad y sistemáticamente los afloramientos -con morfología lenticular- quedan desplazados de forma sinistrorsa, en relación con fracturas NE-SO. La zona de cizalla sudibérica se desarrolla en estas rocas y en ellas se observa una importante fábrica plano-lineal (milonitas).

b) Banda metamórfica de alto grado de Aracena y otras de grado medio - bajo (Unidad Moura - El Cubito). Obsérvese que la parte más meridional de la misma incluye granulitas y gneises, además de migmatitas y mármoles; mientras que en el norte de ella afloran esquistos, filitas y

metavulcanitas además de intercalaciones de metabasitas, gneises biotíticos y una “melange” basal (Formación El Cúbito). Los materiales de la citada formación geológica son rocas metamórficas de grado medio - bajo. Tanto las rocas de alto grado como las de medio y bajo grado se anastomosan integrando una banda que cruza de Oeste a Este la provincia onubense, reduciéndose significativamente su espesor hacia la parte oriental de la misma. La mayoría de las rocas de la banda metamórfica de alto grado se formaron durante el Neoproterozoico terminal y el Cámbrico, mientras que las rocas de la Unidad de Moura - El Cubito se formaron durante el Cámbrico - Silúrico.

c) Sinclinorio de Barrancos - Hinojales, está formado por pizarras con intercalaciones de arenas amarillentas (Formación Ossa/Fatuquedo) del Cámbrico medio, pizarras grises y moradas con vulcanitas ácidas y básicas con intercalaciones de metabasitas (Formación Barrancos). Desde un punto de vista estratigráfico el muro de dicha formación está representado por cuarcitas y conglomerados; y en su conjunto representan el registro estratigráfico del Ordovícico inferior. Las rocas más modernas afloran en el núcleo de la estructura y se corresponden con pizarras, grauvacas y conglomerados (parte inferior de la Formación Terena) de edad Devónico inferior. Obsérvese en el mapa geológico la posición de la citada formación en la zona central del sinclinorio y flanqueada por rocas del Paleozoico inferior. E igualmente, obsérvese la continuación cartográfica de la banda en el sur de la provincia de Badajoz con una orientación algo más nortada, después de atravesar parte de Portugal en el entorno de la ciudad de Barrancos (Portugal). Sobre dicha estructura tectónica está planteado la mayor parte del trabajo de campo que se desarrolla en este curso. Es oportuno destacar que las rocas atribuidas a la Formación Terena tienen carácter de flysch, y por tanto marcan el inicio de la deformación varisca.

d) Sinclinorio de Jerez de los Caballeros - Fregenal de la Sierra (solo se cita la estructura tectónica para ilustrar su relación con las estructuras descritas anteriormente, pero no se aportan datos geológicos, dado que el recorrido de campo queda al sur de dicha estructura).

Efectivamente, fuera de la provincia de Huelva, se pueden seguir reconociendo otras estructuras tectónicas muy importantes cartográficamente, tales como el Anticlinal de Olivenza - Monesterio y el sinclinorio de Zafra - Alanís. En este documento no se hacen más referencias a estas zonas por quedar fuera del objetivo general del curso, si bien, se representan en el mapa geológico para ilustrar los rasgos generales y la continuidad cartográfica de las estructuras tectónicas en la Zona de Ossa - Morena.

Después de lo expuesto puede concluirse que la Zona de Ossa-Morena está formada por rocas con edades comprendidas entre el Proterozoico terminal (Neoproterozoico) y el Carbonífero, es decir, entre 1.000 y 300 Ma. La parte más antigua de la sucesión sería el registro estratigráfico Rifeense-Vendiense (Neoproterozoico) formado por metapelitas (esquistos, pizarras) con intercalaciones de anfibolitas y metapsamitas (cuarcitas negras, grauvacas) y hacia techo niveles de rocas carbonatadas (calizas). Todo el conjunto es conocido en la literatura geológica como la “Serie Negra”. Por encima de dichos materiales (y en discordancia con los anteriormente descritos) el registro litoestratigráfico Precámbrico se completa con una sucesión de rocas volcánicas y vulcanosedimentarias. Por otra parte, el registro paleozoico de la Zona de Ossa-Morena está caracterizado por potentes series de rocas sedimentarias y rocas volcánicas datadas como Cámbrico; las cuales dan paso (a través de una disconformidad) a niveles de areniscas más o menos potentes con intercalaciones de pizarras del Ordovícico. El registro del Silúrico es esencialmente metapelítico (pizarras) y sobre dichos materiales, formando una discordancia

erosiva con ellos, se encuentra el flysch del Devónico inferior (que se extiende hasta el Carbonífero inferior en zonas más septentrionales situadas en la provincia de Badajoz). Finalmente, para completar esta breve descripción litológica de las rocas más características de la Zona de Ossa-Morena deben citarse la existencia de intrusiones ígneas de edad Viseense (Carbonífero), un ejemplo de ellas es el afloramiento del Valle de las Torres.

En general, la mayoría de las rocas de la Zona de Ossa-Morena están intensamente deformadas resultado evidente en ellas el desarrollo de una o dos foliaciones tectónicas y destacan especialmente la existencia de plutones cuyo emplazamiento tuvo lugar en tres momentos a lo largo del tiempo geológico: Precámbrico terminal, Cámbrico-Ordovícico y Carbonífero. En la cartografía que acompaña esta memoria solo se han diferenciado algunos de los plutones más representativos sin distinguir diferencias de edades entre ellos.

2.4 El Plutón del Puerto

Obsérvese en el mapa geológico la existencia de un plutón con morfología elíptica al SE de Barrancos que intruye en rocas ordovícicas de la Formación Barrancos. Dicha formación está representada mayoritariamente por metapelitas (filitas sericiticas-cloríticas y pizarras grises) y algunos niveles de metapsamitas. El nombre del plutón hace referencia a la aldea de El Puerto, situada al sur del afloramiento ígneo. El Plutón tiene una forma elíptica, con su eje mayor orientado NO-SE. El emplazamiento del cuerpo ígneo a nivel de la corteza superior a poca profundidad de la superficie y produjo una aureola de metamorfismo de contacto. La potencia de la aureola es variable, del orden de varios centenares de metros. En dicha aureola es posible identificar facies metamórficas del tipo corneanas con hornblenda a corneanas con albita-epidota, destacando de forma especial cristales milimétricos de chistolitos de andalucita. En los bordes del plutón se observan en algunas zonas una red de venas y diques de cuarzo.

La roca ígnea tiene un color gris claro en corte fresco (y un tono oscuro si la superficie está alterada), su tamaño de grano es medio y pueden identificarse como minerales mayoritarios cristales de cuarzo, feldespatos (la mayoría de ellos son plagioclasas del tipo andesina) y mica (biotita). La textura de la roca es hipidiomorfa. La roca puede clasificarse como una tonalita y/o granodiorita.

La alteración de la roca ígnea da lugar al desarrollo de un paisaje berroqueño, es decir, un paisaje en bolos tal y como se muestra en la figura 4. En otras zonas las rocas ígneas dan lugar a espesores variables de alteritas (jabre).



Figura 4.- Afloramiento con morfología en bolos correspondiente a una tonalita en el Valle de las Torres.

2.5 Fases de deformación

Las estructuras tectónicas más antiguas que se reflejan en las cartografías geológicas son pliegues acostados y/o recumbentes de vergencia al SO junto con cabalgamientos (y zonas de cizalla dúctiles) de vergencia SO. Dichas estructuras se interpretan en relación con la primera fase de deformación varisca ocurrida durante el Devónico inferior. Los pliegues citados produjeron importantes inversiones estratigráficas que afectaron a las secuencias litológicas precámbricas y paleozoicas (pre-devónicas). Las trazas cartográficas de algunos de esas estructuras pueden reconocerse a lo largo de distancias kilométricas y están afectadas por otros pliegues posteriores. Durante el Carbonífero inferior (Misisipiense) se ha descrito en la región un régimen tectónico extensional y transtensivo (en esa época se genera un importante magmatismo). Y finalmente, durante el Carbonífero superior, se producen pliegues rectos y fallas de desgarre sinistrorsas en relación con un nuevo episodio de acortamiento y transpresión asociado a la colisión final entre la Zonas Sudportuguesa (al sur, es decir, Avalonia), la propia Zona de Ossa-Morena (Armórica) y la Zona Centro-Ibérica (al norte, es decir, Gondwana). Durante este último episodio se produce el apretamiento de las estructuras tectónicas y el estiramiento paralelo a las bandas metamórficas de alto grado (en relación con la zona de cizalla sudibérica).

3ª PARTE: EL BOSQUE MEDITERRÁNEO Y DE RIBERA EN LA PROVINCIA DE HUELVA

Pablo J. Hidalgo Fernández

Dpto. de Ciencias Integradas. Facultad de Ciencias Experimentales. Universidad de Huelva

3.1. El ecosistema mediterráneo

El ecosistema mediterráneo se encuentra distribuido entre los paralelos 30 y 40, tanto en el hemisferio norte como en el sur. Está presente en todos los continentes salvo en la Antártida. Su localización es costera, alejado de zonas más continentales y su emplazamiento siempre es al oeste de estas zonas, ya que la fuerza de Coriolis impulsa los frentes nubosos desde esta dirección. Es posible identificarlo en California, Chile, cuenca mediterránea, Región del Cabo y Australia. En cada uno de esos puntos del planeta se dan unas condiciones ambientales, fundamentalmente el clima, que coinciden en veranos secos y calurosos e inviernos fríos y húmedos. Cada zona del planeta tiene sus especies propias, sin embargo, la estructura y dinámica y la mayoría de adaptaciones, fruto de fenómenos de convergencia evolutiva, son semejantes. Cualquier habitante de Andalucía, se sentiría como en casa si viajara al chaparral californiano o al suroeste de Australia. Echaría en falta algunas especies representativas de nuestra tierra como el alcornoque, exclusivo de la cuenca mediterránea occidental, pero seguro que identificaría otras que, por su parecido, le recordarían a nuestra provincia.

3.2. Ecofisiología del ecosistema mediterráneo

De los muchos tipos de bosques que hay en el planeta, los más llamativos son las selvas tropicales. Cuando observamos con fascinación la frondosidad y altura de los árboles de las inmensas selvas amazónicas, nos cuesta entender que esas plantas disfrutaran de unas condiciones lujuriantes que habitualmente no disponen otros bosques: temperaturas estables todo el año, intensa radiación solar y precipitaciones diarias. Solo compiten por espacio y luz, lo cual explica la altura de los árboles y la abundancia de lianas y epífitos. Si comparamos estos condicionantes ambientales con las de los frondosos bosques mediterráneos que aún sobreviven en la cuenca mediterránea comprobamos que, con respecto a las precipitaciones, estas son erráticas en abril, ya escasas en mayo y prácticamente ausentes en junio, julio, agosto y septiembre. Solo a principios de octubre comienzan a aparecer frentes con la suficiente humedad como para dejar las primeras precipitaciones. Con ese largo ‘verano’ de casi 5 meses sería difícil ver crecer a cualquiera de las especies que se aprecian en las selvas tropicales. Si comparamos las temperaturas, los inviernos en Andalucía, especialmente en la sierra, son fríos; a veces, con temperaturas negativas, aunque no extremas. Y los veranos son muy calurosos con temperaturas máximas, en muchas ocasiones, superiores a los 40°C. De nuevo, una situación difícil para una planta tropical que goza de temperaturas medias de entre 20-30°C. Al hacer esta simple comparativa, ¿no nos debería fascinar igualmente este extraordinario y exclusivo ecosistema mediterráneo, mereciendo el mismo o, por qué no, más interés y aprecio que cualquier otra zona del planeta?

Pero, ¿cómo pueden las especies mediterráneas soportar estas duras condiciones climáticas? Existen multitud de adaptaciones con el propósito de evitar pérdidas de agua por evapotranspiración. Algunos ejemplos son las hojas y ramas transformadas en espinas, que además evitan así la predación por herbívoros. También encontramos hojas esclerófilas, pequeñas y coriáceas, con gruesas cutículas y estomas hundidos y recubiertos de pelos. Todas estas adaptaciones, junto con otras muchas menos visibles y de naturaleza fisiológica, conforman lo que se conoce como ecofisiología del bosque mediterráneo.

3.3. Alcornocales y encinares

Si algo caracteriza el paisaje de Andalucía son sus encinares y alcornocales. Aunque su presencia está frecuentemente asociada a las dehesas, estos son los componentes arbóreos del bosque mediterráneo original. La encina (*Quercus ilex*) es un árbol de hasta 25 m de altura, aunque puede adoptar la forma de un arbusto rastrero dependiendo de la calidad del suelo o la intensidad de la predación por herbivoría. Tiene la corteza oscura y agrietada y sus hojas, perennes, son pequeñas y coriáceas en comparación con otras frondosas europeas. Su fruto es la bellota, que madura en octubre-noviembre y es la base de la alimentación de numerosas especies del bosque mediterráneo. Se localiza en la Península Ibérica desde el nivel del mar hasta los 1400 m, aunque no son infrecuentes algunos ejemplares a casi 2000 m s.n.m. Aunque está asociada a suelos básicos, puede mostrar cierta indiferencia edáfica si las condiciones ambientales le son favorables. Con respecto a las temperaturas, es capaz de soportar con facilidad los largos y secos veranos, así como períodos más o menos prolongados de heladas nocturnas. En relación a las precipitaciones, sobrevive con escasamente 400 mm anuales. En toda la cuenca mediterránea se han descrito dos subespecies que difieren fundamentalmente por la forma de sus hojas y el sabor de sus bellotas. La encina o carrasca, subespecie típica de la mayoría de la Península Ibérica y norte de África, tiene sus hojas redondeadas y las bellotas son por lo general dulces. Se le conoce como *Q. ilex* subsp. *ballota* aunque existe gran controversia con respecto a si es una especie diferente o no, siendo en este caso denominada *Q. rotundifolia*. La otra subespecie, *Q. ilex* subsp. *ilex*, tendría las hojas puntiagudas y las bellotas más amargas, y se distribuye por el resto de la cuenca mediterránea: costa francesa, islas mediterráneas, penínsulas italiana y griega, y Anatolia. Independientemente de la consideración de subespecie o especie, existe una clara asociación entre la presencia de bellotas dulces y la excelente calidad de los productos del cerdo ibérico, que alcanza en Huelva su máximo exponente.

La figura 5 muestra la distribución de la encina en la provincia de Huelva. La presencia en la zona termomediterránea es muy abundante, especialmente en el Andévalo, aunque todos estos bosques originales han sido transformados en dehesas. Una excelente representación de estas dehesas las encontramos en la zona de Paymogo. Con respecto a los encinares mesomediterráneos, su presencia alterna entre dehesas y bosques puros dependiendo del uso que se le dé al territorio. Son muy frecuentes al norte de la sierra de Huelva en las laderas orientadas al sur y en suelos poco desarrollados.

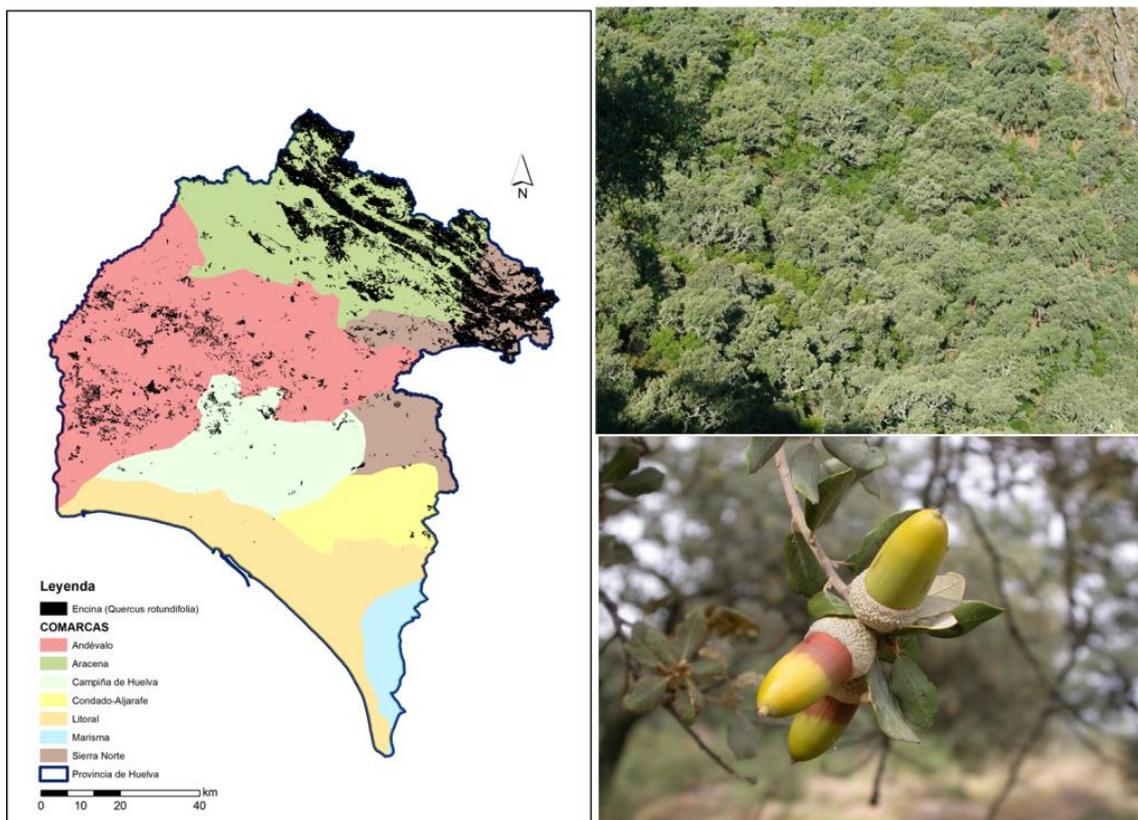


Figura 5. Mapa de distribución de la encina en la provincia de Huelva y detalles del bosque puro de encinas, acompañado de matorral noble, y de su característico fruto, la bellota dulce.

El alcornoque (*Quercus suber*) es un árbol de unos 20-25 m de altura, que tiene una característica corteza que puede alcanzar los 15 cm. Su hoja, también perenne y esclerófila, es de tamaño algo mayor que la de la encina y más alargada. Su fruto es asimismo la bellota, que madura en octubre-noviembre. En la Península Ibérica puede desarrollarse desde el nivel del mar hasta los 1200 m s.n.m. Con respecto a la litología, es una especie de hábito claramente acidófilo, de ahí que esté prácticamente ausente en las Sierras Béticas andaluzas y en otras zonas de litología caliza. Tiene un marcado carácter atlántico, lo que explica que su distribución en la cuenca mediterránea se sitúe en la zona occidental. Esta influencia atlántica hace que determinados enclaves del mediterráneo occidental tengan temperaturas más suaves (tanto la máxima como la mínima) y dispongan de al menos los 600 mm anuales que precisa el alcornoque para sobrevivir. Así pues, se trata de una especie que rehúye de las fuertes heladas nocturnas que se producen en invierno en zonas de media o alta montaña o en las zonas más continentales.

La figura 6 revela cómo la distribución del alcornoque se reparte por casi todas las comarcas, lo que indica el marcado carácter atlántico de nuestra provincia. De los tipos de alcornocal presentes en Huelva, el de clima mesomediterráneo es el mejor conservado. Se localiza en la sierra, donde el territorio es más difícil de transformar en dehesas u otros usos agrícolas o forestales. En esta zona, los alcornocales se disponen en las laderas más frescas y húmedas, que de forma habitual tienen orientación norte. Solo en las zonas más húmedas del Andévalo encontramos alcornoques, aunque algunos proceden de programas de reforestación de la Unión Europea (Directivas CEE 2080/92 y CEE 1698/2005).

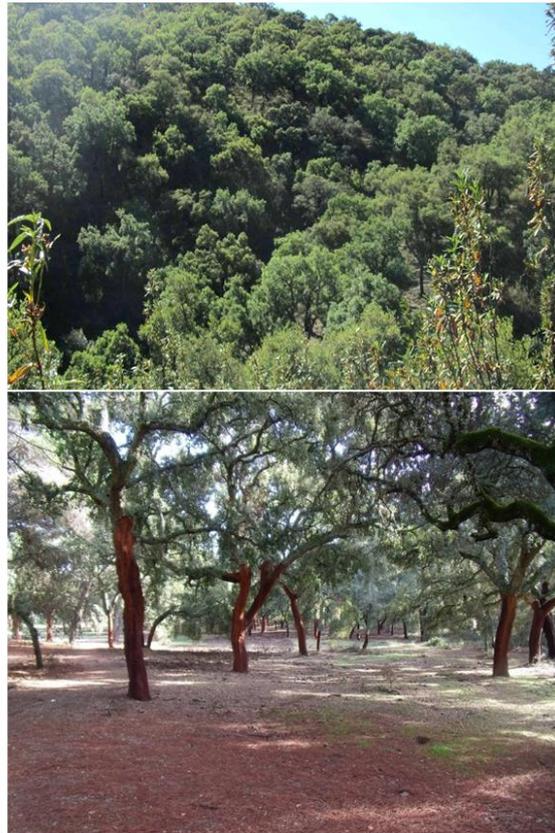
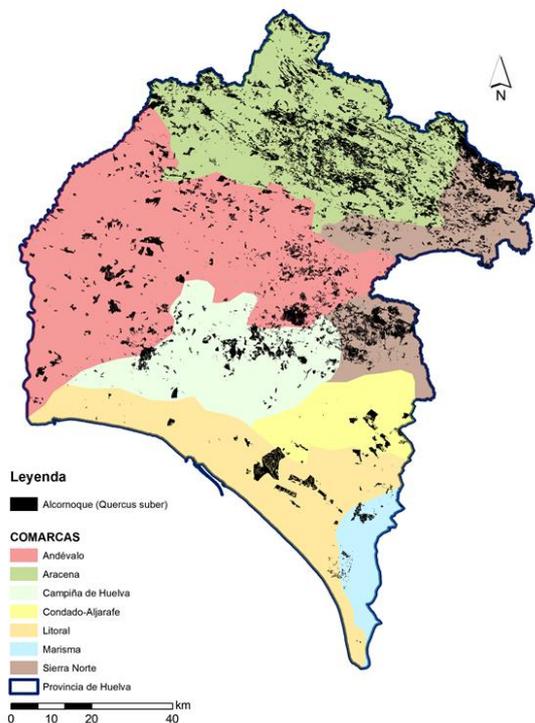


Figura 6. Distribución del alcornoque en la provincia de Huelva y vistas generales de un bosque maduro y adehesado. Es muy abundante en las sierras, siendo más escaso en el sur, donde se encuentra adehesado de forma habitual.

En general, la mitad sur de la provincia se encuentra mucho más degradada y con actividades agrícolas, algunas de muy reciente introducción, como los cultivos intensivos de frutos rojos, que hacen incompatible la presencia de bosques maduros. Además, reforestaciones muy antiguas han sustituido la vegetación original, dando lugar a formaciones, por lo general pinares ya naturalizados. Según esto, de los dos tipos de alcornocales termomediterráneos, el silicícola presenta aún algunos enclaves bien conservados en los alrededores de Valverde y Berrocal. Sin embargo, el alcornocal termomediterráneo sabulícola (sobre arenas) está prácticamente ausente en todo el territorio donde hay potencial para su desarrollo. Grandes extensiones de Doñana y su entorno fueron en el pasado densos alcornocales que hoy día han quedado relegados a unos pocos individuos aislados en determinadas zonas o, de forma más reciente reintroducidos en algunas zonas sometidas a estrategias de ecología de la restauración. Más extremo es el caso del occidente de la costa de Huelva, donde la presencia de espacios naturales protegidos es menor y la ausencia de formaciones naturales de estos alcornocales es casi absoluta. Con respecto a los alcornocales mesomediterráneos, abundantes en el Parque Natural de la Sierra de Aracena, muestran en muchas ocasiones un excelente estado de conservación, con la única perturbación de las actividades de descorche que se producen con una periodicidad en torno a los 9 años.

3.4. Melojares y quejigares

Aunque ya hemos mencionado que los bosques climáticos que se extienden por todo el territorio onubense están compuestos mayoritariamente por encinas y alcornoques, es preciso señalar una excepción en aquellos enclaves donde las temperaturas invernales son más extremas con largos períodos de heladas nocturnas. Se trata de las zonas donde se alcanza el mesomediterráneo superior y el frío y la abundancia de precipitaciones permite la entrada de otra quercínea, el roble melojo (*Quercus pyrenaica*), con grandes hojas marcescentes y profundamente lobuladas, que recuerda a los robles caducifolios de Europa Occidental, como el roble carvalho (*Q. robur*) o el roble albar (*Q. petraea*). Sin embargo, en su mayoría es una especie de distribución ibérica que se localiza en las zonas más frías y húmedas de la región mediterránea de nuestra península y en las más secas y cálidas de la eurosiberiana. Se trata de un árbol de unos 10-15 m de altura que puede alcanzar los 1600 m s.n.m. Aunque el epíteto específico hace referencia al área pirenaica, es muy escaso en esa zona, debiendo su nombre a un error de etiquetado cuando la especie fue descrita. La serie del melojo mesomediterráneo se halla distribuida puntualmente en el norte de la provincia de Huelva, en cotas cercanas a los 1.000 m. Aunque existen algunos melojares en los alrededores de Jabugo, es al norte de Arroyomolinos de León donde encontramos un interesante melojar que coincide con el techo de la provincia de Huelva, el pico Bonales (1.055 m s.n.m). Hay una ruta que lo atraviesa desde el cementerio de Arroyomolinos de León hasta el Monasterio de Tentudía, ya en la provincia de Badajoz donde podemos disfrutar de esta singular especie ibérica.

Además del roble melojo, salpicando aquí y allá, en los fondos de los valles y zonas frescas y húmedas, aparecen el quejigo (*Quercus faginea*) y el quejigo africano (*Q. canariensis*). Son también especies de hoja marcescente que en otoño e invierno contrastan fuertemente con el paisaje siempre verde de encinares y alcornocales.

4ª PARTE: FORMACIONES DE RIBERA

4.1. El ambiente ribereño

Las formaciones de ribera se encuentran adyacentes a masas de agua como lagos, arroyos y ríos. Su estructura y dinámica es dependiente de las características ambientales de las riberas: presencia permanente u ocasional de agua, mayor humedad relativa ambiental, mayor disponibilidad de humedad edáfica y temperaturas menos extremas (tanto la máxima como la mínima). Las especies que se desarrollen en estos ambientes tendrán unas características muy particulares que, generalmente, irán enfocadas a la tolerancia a suelos encharcados y a la presión mecánica de las avenidas. El exceso de agua en el suelo/cauce es compensado con una elevada tasa de evapotranspiración, que consigue eliminar agua con mucha facilidad. Si además el cauce es inestable u oscilante, deberán desarrollar estrategias que les permita sobrevivir en los períodos de sequía.

4.2. Cauce permanente

Cuando los cauces son de naturaleza permanente (presencia de agua durante todo el año, aunque sea en forma de humedad edáfica), encontramos la típica formación de bosque de ribera. Se trata de bosques riparios compuestos por especies caducifolias que se disponen en bandas

paralelas al cauce y que, dependiendo del grado de tolerancia al encharcamiento y presión mecánica de las avenidas, se ordenarán, en el tramo medio-bajo de un cauce ideal, de la siguiente manera: sauces (*Salix* sp.), alisos (*Alnus glutinosa*), álamos (*Populus alba*, *P. nigra*), fresnos (*Fraxinus angustifolia*) y olmos (*Ulmus minor*). La realidad es bien distinta: existen muy pocas localizaciones donde el castigado bosque de ribera aún mantenga a sus especies nativas. La intensa transformación de las cuencas hidrográficas, con presas y embalses, y la sobreexplotación de sus orillas por actividades agrícolas y de pastoreo hacen que a duras penas se pueda identificar su vegetación potencial, identificando solo algunas etapas de degradación como zarzales o tamujares, más propios de cauces inestables. En otras ocasiones, sus especies han sido frecuentemente sustituidas por otras con fines madereros con álamos alóctonos o eucaliptos para favorecer la desecación. Esta intensa transformación de las cuencas, la eliminación del bosque de ribera y los asentamientos en zonas adyacentes suele provocar muchos desastres que son tildados de naturales cuando en realidad solo obedecen a una mala planificación y a la ocupación de zonas que, de forma habitual, usan los ríos para sus puntuales crecidas extremas. Existen muchas especies de sauces en la provincia de Huelva, siendo el sauce rojo (*Salix atrocinerea*, figura 7C) el más abundante, aunque no es raro encontrar otros como *S. fragilis*, *S. alba*, *S. pedicelata*, y *S. purpurea*. En general, todos colonizan las gravas fluviales, y ocupan las zonas de inundación, ya que toleran muy bien los cambios bruscos de nivel que se producen tras las fuertes lluvias. Aunque las saucedas son bastante frecuentes en toda la provincia, estas son muy frecuentes en ciertos enclaves del espacio de Doñana, con el Arroyo de la Rocina como máximo exponente. Los alisos (*A. glutinosa*) se asientan en riberas con aguas muy pobres en carbonatos y justo detrás de la banda de sauces pues también son muy tolerantes a las avenidas y a suelos permanentemente encharcados. Se trata de una especie muy frecuente en Europa Occidental y sus formaciones son consideradas como prioritarias por la Directiva de Hábitats con el código 91E0*. Una de las mejores alisedas de la provincia de Huelva la encontramos en el río Múrtigas, que ya desde su nacimiento en Fuenteheridos muestra un bosque que se mantiene prácticamente sin interrupción, salvo en zonas con fuerte presión ganadera, hasta la frontera con Portugal a la altura de Encinasola (figura 7D). Solo en algunos puntos es sustituida por choperas (*Populus x canadensis*, *P. nigra*, figura 7B) que es posible que hayan sido introducidas, al no ser consideradas nativas del sur peninsular. En zonas con sustratos arenosos y aguas pobres en carbonatos encontramos fresnedas más o menos bien conservadas del fresno de hoja estrecha (*Fraxinus angustifolia*, figura 7A). Es una especie menos exigente en cuanto a humedad edáfica, por lo que se sitúa algo más alejada del cauce. Ocupan muchas riberas permanentes de casi toda la provincia, aunque la mejor representación está en el Arroyo de la Rocina (Parque Nacional de Doñana). Desde el Palacio del Acebrón hay un recorrido donde se puede atravesar ese amplio bosque de ribera con sauces rojos (*S. atrocinerea*) en la zona inundada y flanqueado por enormes ejemplares de fresno de hoja estrecha. Finalmente, chopos, álamos y olmos se localizan en cauces ricos en carbonatos y ya muy alejados del cauce donde solo existe humedad edáfica. De las dos especies de *Populus* identificadas en la provincia, solo el álamo blanco (*P. alba*) es considerado nativo, puesto que es una especie más termófila. El chopo negro (*P. nigra*) solo aparece puntualmente en algunas riberas, aunque es confundido con frecuencia con *P. x canadensis*, un híbrido entre *P. nigra* y *P. deltoides*, muy utilizado por la industria forestal. Este híbrido se diferencia con facilidad por sus hojas jóvenes con forma deltoidea (triangular con la punta en contra del pecíolo) mientras que el chopo negro las tiene romboideas. Con respecto a las olmedas (*Ulmus minor*), son realmente escasas en la provincia de Huelva debido tanto a la pobreza en carbonatos de sus cauces como por la afectación por grafiosis, una enfermedad fúngica que arrasó la mayoría de las olmedas

durante el siglo XX. Existe una pequeña olmeda cerca de Huelva en la finca Pallares, a pocos kilómetros del desvío hacia Fuente de la Corcha, en la carretera de Beas a Valverde del Camino.

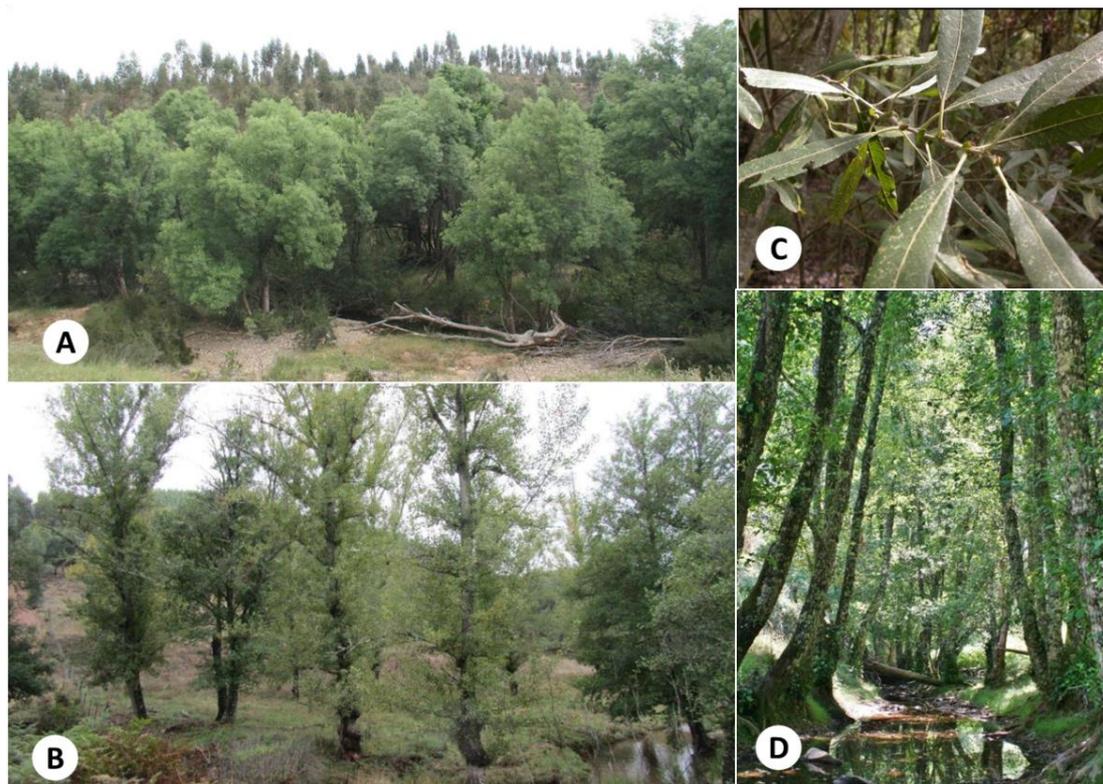


Figura 7. Diversas formaciones y especies de ribera. A. Fresneda de fresno de hoja estrecha. B. Chopera de chopo negro (*Populus nigra*). C. Sauce rojo (*Salix atrocinerea*). D. Aliseda de *Alnus glutinosa*.

7. Cauce estacional o intermitente

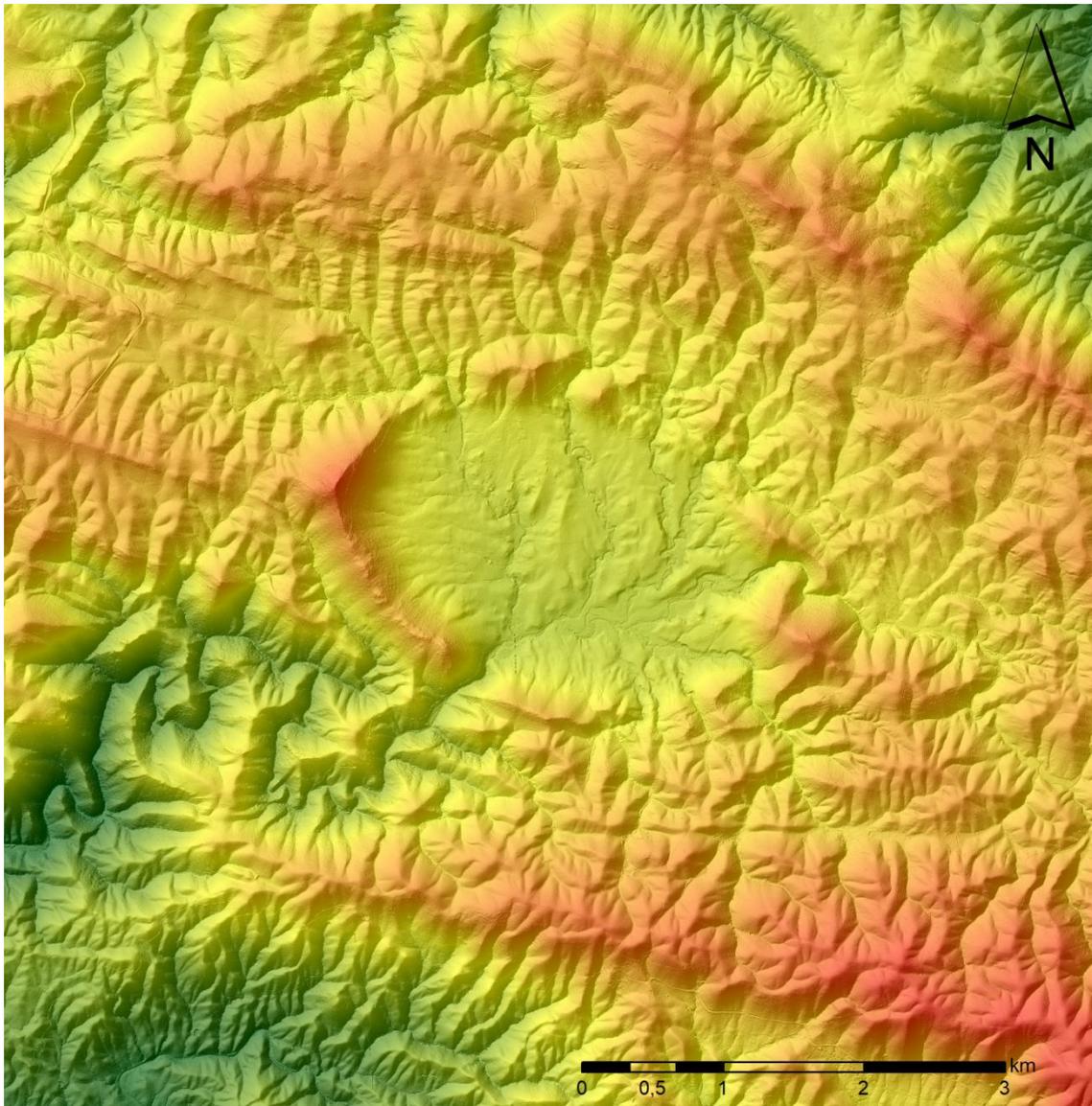
Cuando el cauce presenta períodos de inundación, frecuentemente después de las lluvias, que alternan con largos ciclos de sequía, encontramos los arroyos temporales y ramblas tan típicos de la región mediterránea. En este caso, las especies caducifolias eurosiberianas no son capaces de subsistir y en su lugar aparecen otras tan comunes y frecuentes como la zarza (*Rubus ulmifolius*) o la adelfa (*Nerium oleander*), que componen los amplios zarzales-adelfares (Fig. 8) de la provincia de Huelva. Son especies muy tolerantes a la aridez extrema que muestran los cauces en verano, siempre que exista algo de humedad freática debido a las inundaciones temporales. También es posible encontrar, especialmente en la zona del Andévalo, una especie dominante en estos cauces inestables silíceos denominada tamujo (*Flueggea tinctoria*=*Securinega tinctoria*), que forma extensos tamujares (Fig. 8) en las cabeceras de muchos arroyos y en los cauces degradados de algunos ríos como el Odiel. Se trata de una planta de hoja caduca que recuerda en parte a los bosques de ribera eurosiberianos del apartado anterior. Ya con menor frecuencia y cuando hay cierta salinidad en el cauce, es posible localizar tarajales, compuestos en su mayoría por *Tamarix africana* y *T. canariensis*, en formaciones muy abiertas, dependiendo de la disponibilidad de agua.

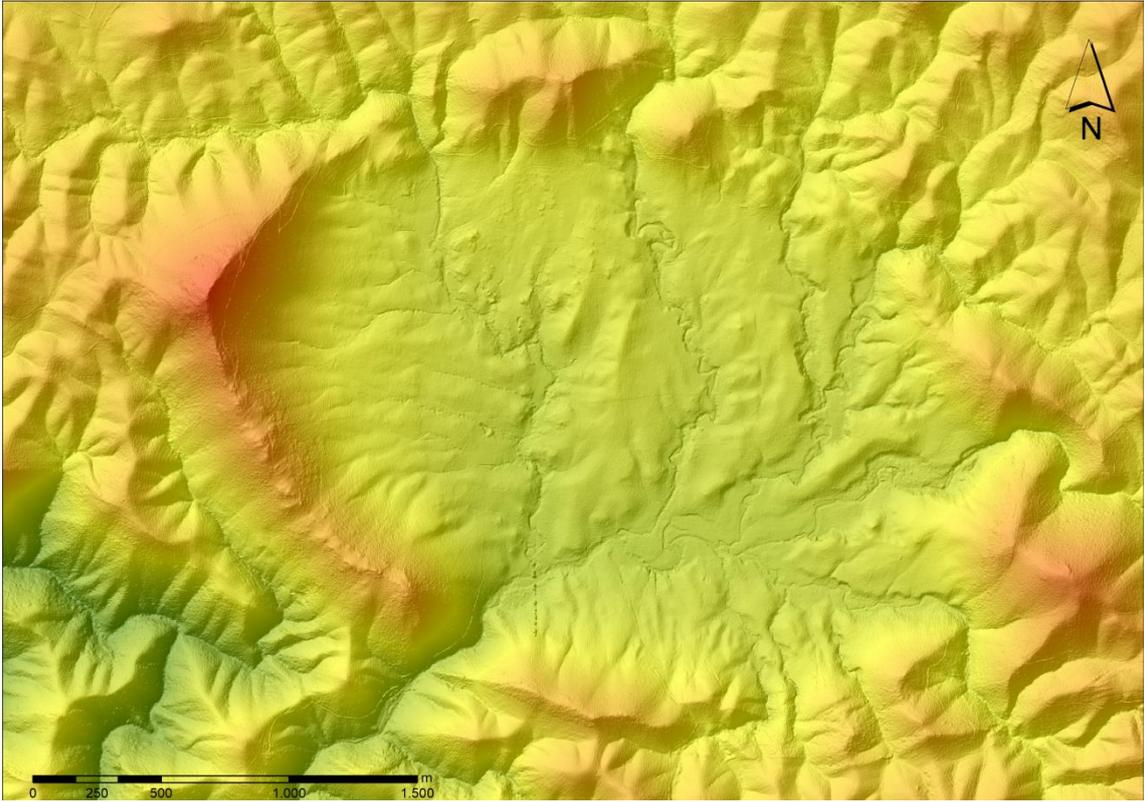


Figura 8. Vista general de un zarzal-adelfar (imagen superior) y de un tamujar (imagen inferior).

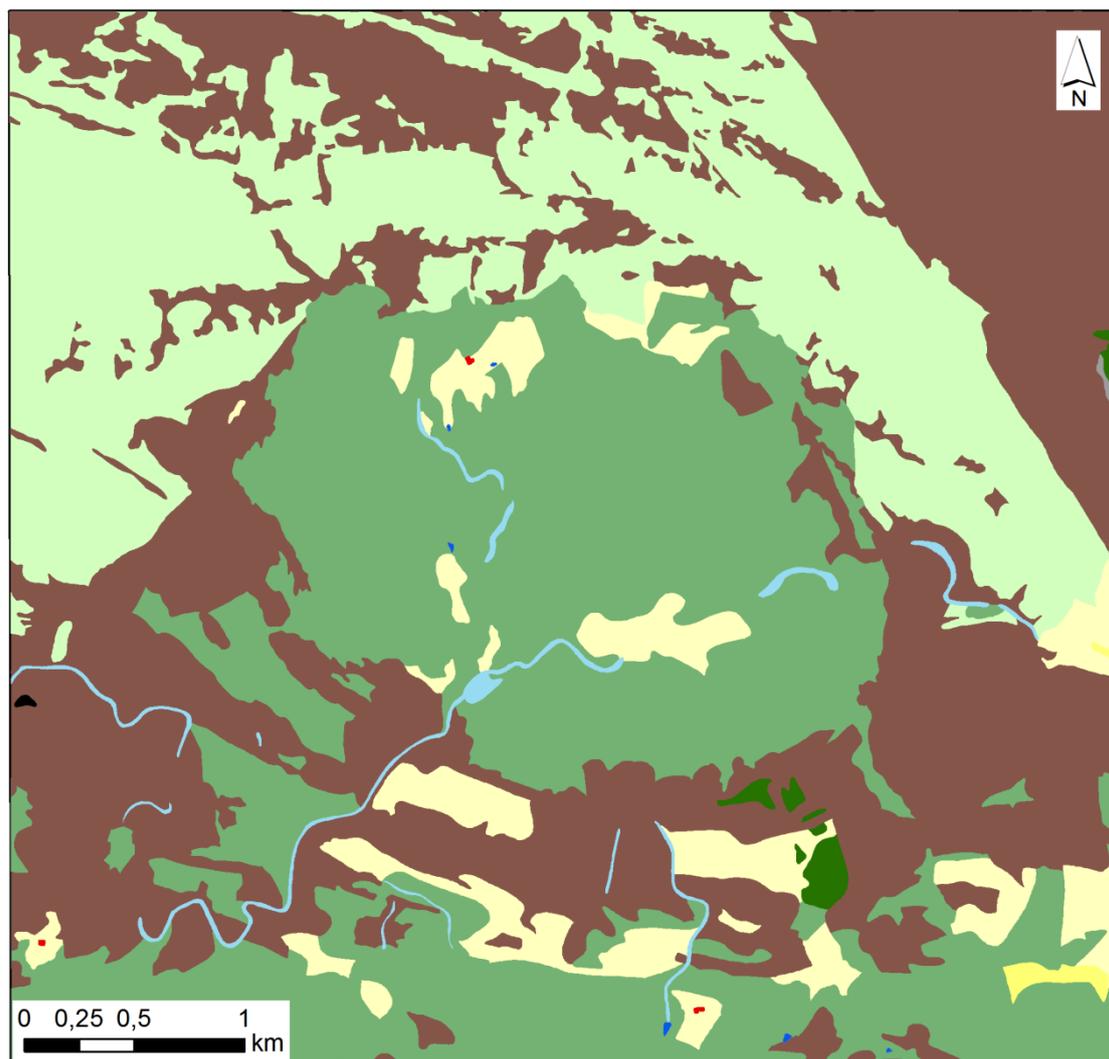
ANEXOS:

Modelo Digital del Terreno (MDT) basado en datos LiDAR (REDIAM):





Mapa de Vegetación (1:10.000) de Dehesa de la Torre:

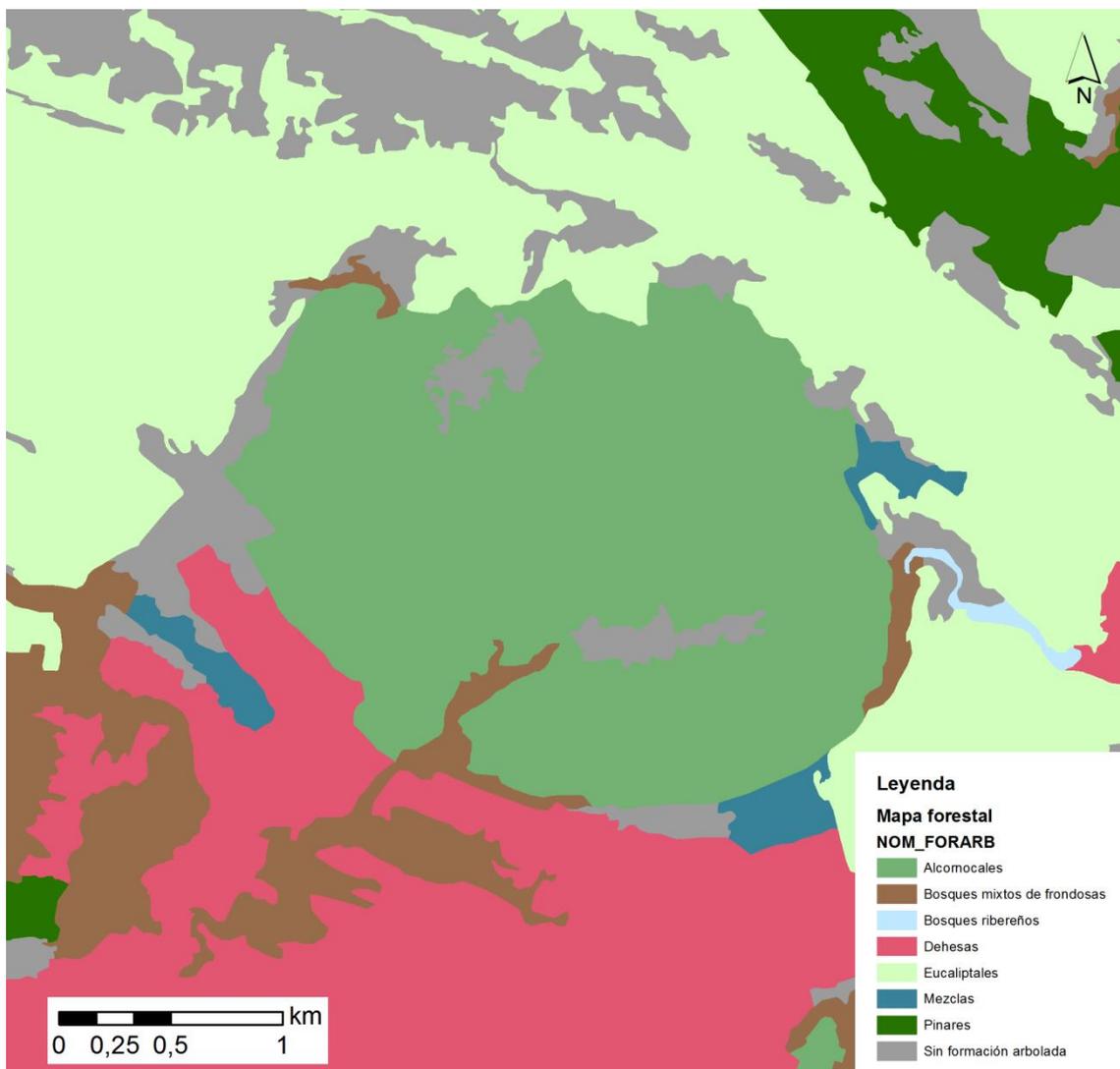


Leyenda

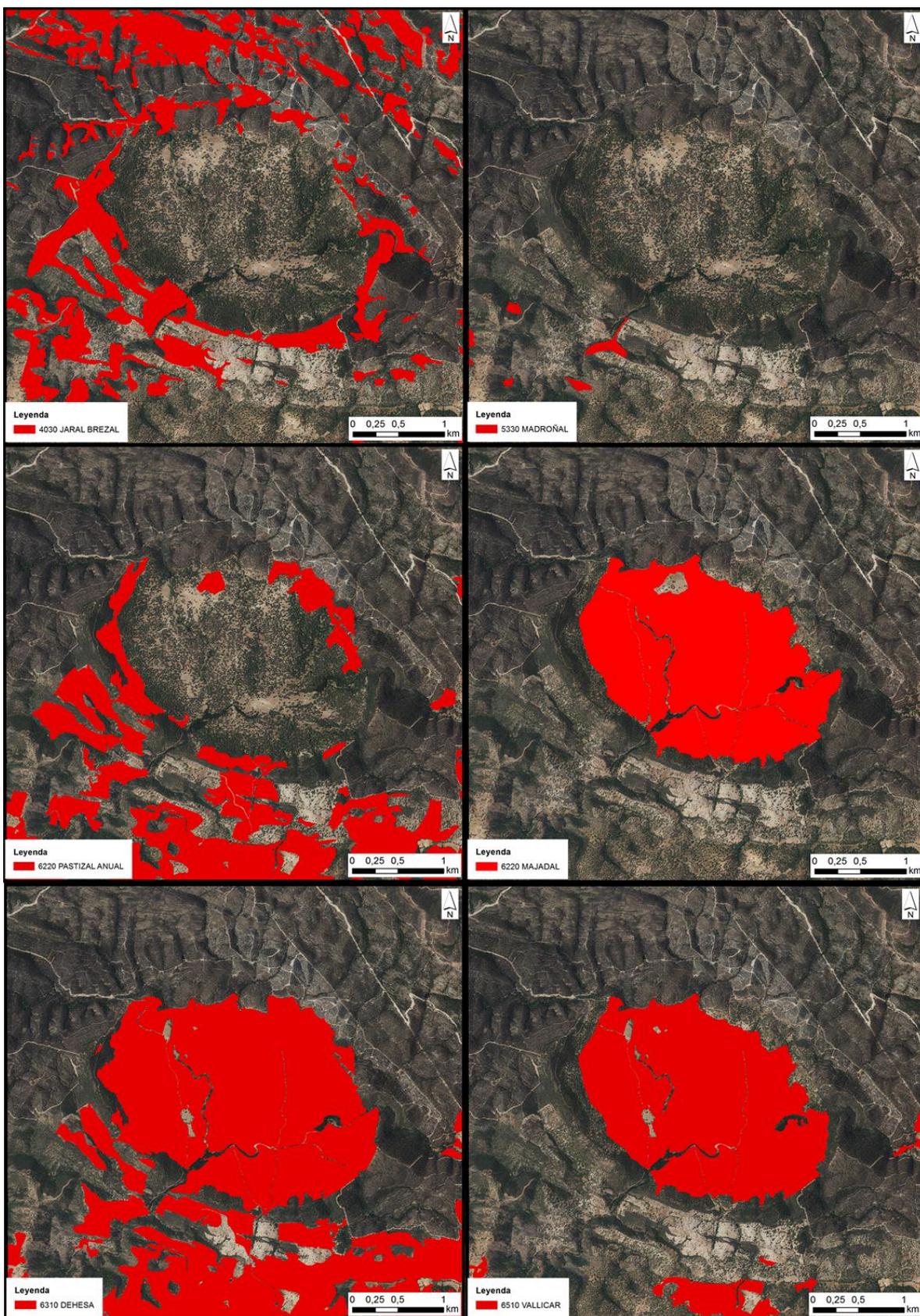
Vegetación 1:10.000

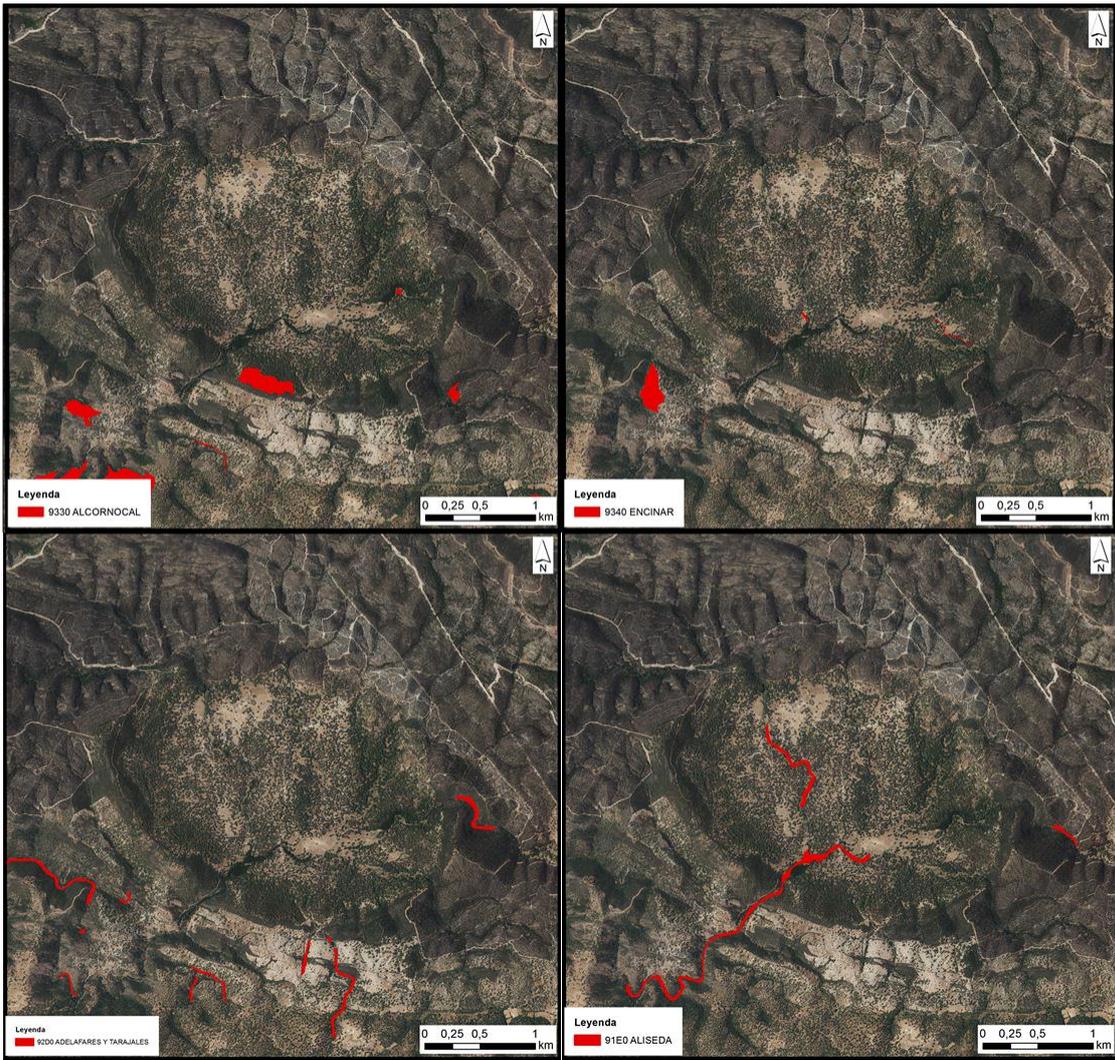
	BALSAS DE RIEGO Y GANADERAS		PASTIZAL
	CONIFERAS (Pinus)		PASTIZAL O MATORRAL ARBOLADO: Quercus sp.
	CULTIVOS HERBACEOS EN SECANO		RIOS Y CAUCES NATURALES
	EUCALIPTAR		ROQUEDOS Y SUELO DESNUDO
	MATORRAL		URBANIZACIONES AGRICOLAS
			ZONAS SIN VEGETACION POR ROTURACION

Mapa Forestal de Dehesa de la Torre:



Hábitats de Interés Comunitario (HIC) en el Valle de la Torre:



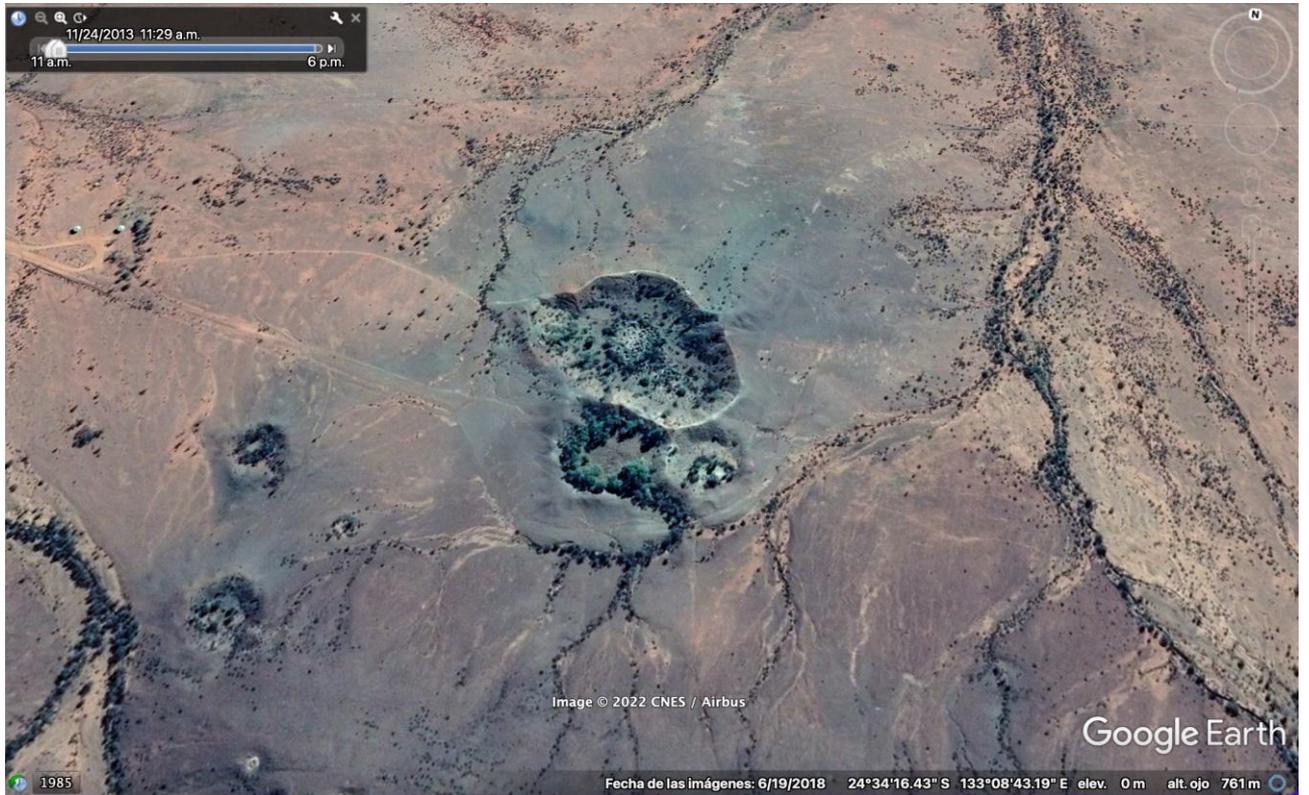


5ª PARTE: ACTIVIDADES

En este apartado trataremos de poner en relación las observaciones y aprendizajes de los recorridos sobre el terreno con nuestra actividad didáctica. Partiendo de la idea de que la indagación es un pilar constructivo del aprendizaje científico. Se trata por tanto de actividades que podemos realizar con el alumnado y que pretenden desarrollar y medir: observación, descripción, comparación, generalización, aprendiendo a transitar de lo concreto a lo general, de lo local a lo global y viceversa, aplicar modelos estudiados y/o dejando preguntas abiertas a próximos aprendizajes.

1. **¿Un cráter de impacto?** Es una idea bastante extendida entre las personas que viven en la comarca que el Valle de la Torre es un cráter de impacto. Tal idea se asocia especialmente con la singularidad del relieve y la morfología del valle: es una elipse con una relación áxica baja, aproximadamente 3 y 2 km a lo largo de los ejes mayor y menor, respectivamente. Es decir: su relación áxica es: 1.5, un valor relativamente cercano a la unidad (lo que supondría una forma circular). Pensando en estructuras de impacto de origen natural que normalmente se observan basta recordar la forma que resulta sobre los sedimentos blandos cuando en dichos materiales impactan las gotas de agua durante las precipitaciones (quizás, y dadas las previsiones meteorológicas, con “suerte” veremos tal hecho).
 - a. La primera cuestión sería reconocer sobre el terreno y apoyándonos en el mapa topográfico, ortoimágenes y la propia cartografía geológica, establecer cuáles son los rasgos topográficos/ paisajísticos que explican esta idea popular. Por lo tanto “identificar y describir” dichos rasgos.
 - b. Será bueno también reconocer y describir otros aspectos observables -prescindiendo de la idea de si se trata o no de un impacto meteorítico- relacionados con la geomorfología, la estructura geológica regional y la litología.
 - c. Cualquier observación, pregunta o reflexión que no se contemple en las anteriores.

2. Un cráter de impacto reconocido.



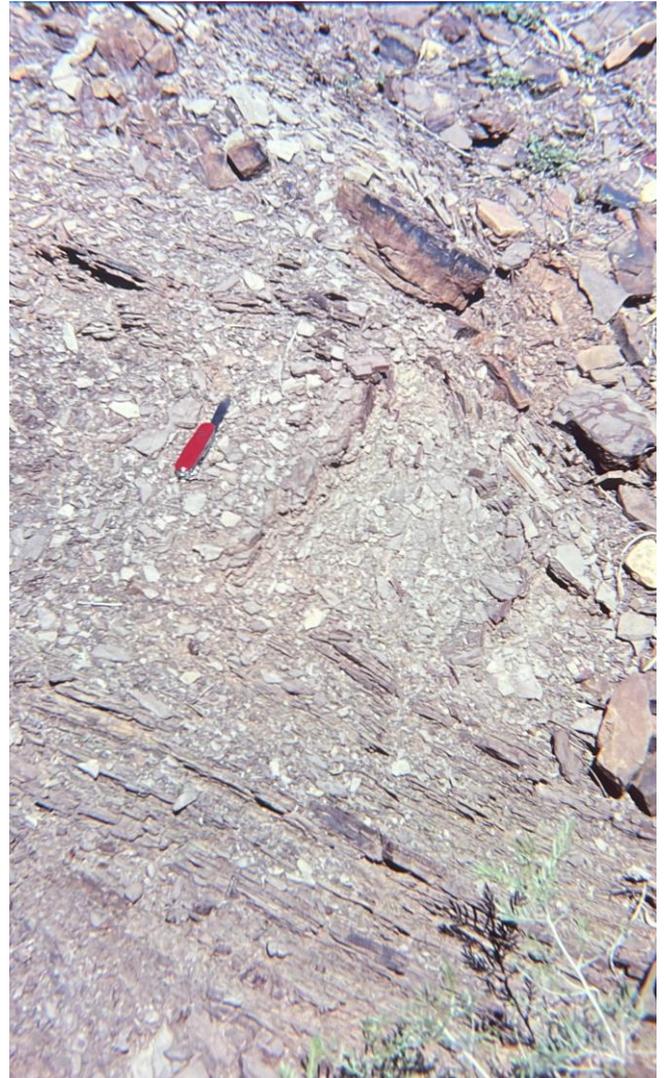
Cráteres de Henbury, impactos meteoríticos sobre areniscas del Proterozoico el mayor tiene un diámetro de 200 m

En 1998, la AEPECT realizó una expedición a Australia. Entre sus objetivos estaba el reconocimiento sobre el terreno de un cráter de impacto en el desierto central, en Henbury, donde se encuentra una pequeña constelación de estructuras circulares. Aprendimos en esas observaciones algunos de los rasgos que fundamentan la interpretación de tales formas como cráteres de impacto. Se trata en este caso de cráteres de pequeño diámetro y en algunos casos, como el que vemos en la foto superior de impactos sucesivos algunos de los cuales se intersectan. Se dispersan en un territorio formado por areniscas y filitas de edad proterozoica.

La estructura general es una depresión rodeada de un anillo o corona. Las rocas del anillo son las mismas areniscas y filitas que caracterizan el territorio, pero están deformadas en pliegues en acordeón y están volcadas. Además, se pueden encontrar bloques de areniscas a bastantes metros de los cráteres, estos bloques se interpretan como eyectados ya que muestran alteraciones de fundido de impacto con estructuras en “cola de caballo”. El fondo del cráter lo constituyen las areniscas brechificadas.

Derecha: talud del anillo o corona con pliegues en acordeón

Debajo, "eyecta" de arenisca con estructuras en "cola de caballo"



A unos 150 km al NO de estos cráteres se encuentra el de Gosses Bluff, uno de los más estudiados del mundo. Sus dimensiones recuerdan más nuestro enclave del Valle de la Torre. Con un diámetro aproximado de 5 km y una altura media de la corona de 180 m.

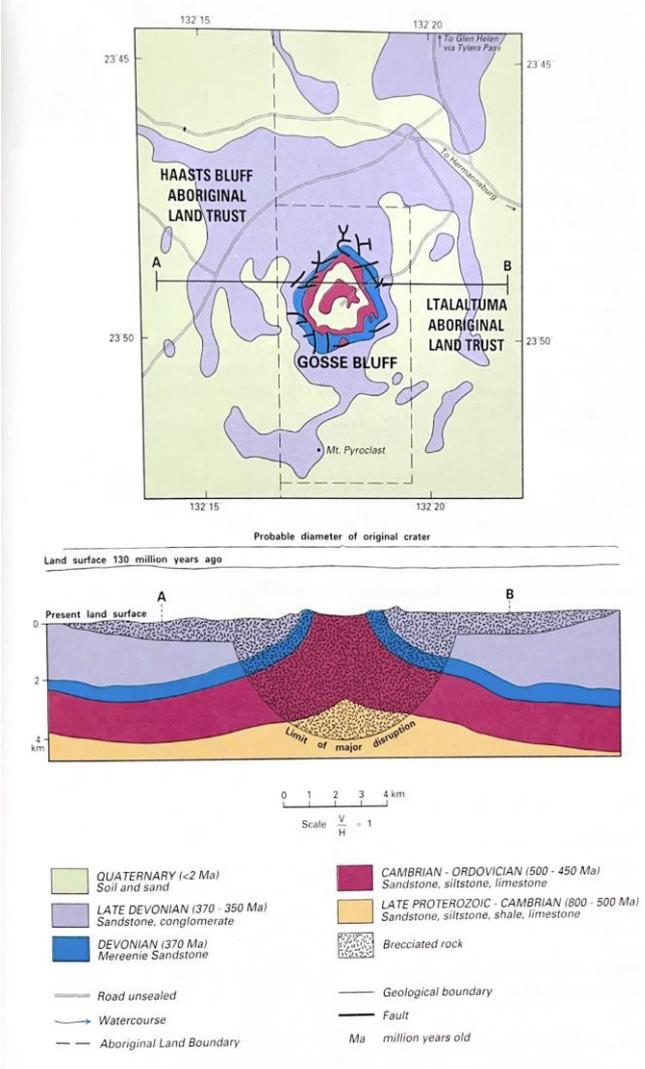
En las imágenes inferiores, el corte permite visualizar el alcance del efecto del impacto sobre las rocas diana y entender mejor la relación existente entre los materiales rocosos del conjunto.



Tomada de Thompson, RB. 1995

A Guide to the Geology and Landforms of Central Australia. Government Printer of Northern Territory

GOSSE BLUFF GEOLOGICAL MAP AND CROSS SECTION



3. **Comparemos.** Utilizando la información precedente y comparado con la que tenemos sobre la dehesa del Valle de la Torre, podemos aceptar o negar el dicho popular según el cual el Valle de la Torre es un cráter de impacto meteorítico. ¿TU QUE OPINAS?

4. **Propón una explicación alternativa** para el singular relieve del Valle de la Torre y represéntalo mediante un esquema transversal similar al de arriba.

MAPA GEOLÓGICO DE LA PROVINCIA DE HUELVA

Basado en el Mapa Geológico Sevilla / Puebla de Guzmán (75/74) Escala 1:200.000, IGME (2015)

Autores (IGME): J. Matas González, L.M. Martín Parra, F.J. Rubio Pascual, F.J. y A. Martín-Serrano

Coordinador de la Cartografía (UHU): F. M. Alonso-Chaves

CUENCA DEL GUADALQUIVIR

Arcillas, arenas, limos, conglomerados (Mioceno - Cuaternario)

COBERTERA MESOZOICA

Areniscas rojas, calizas y rocas volcánicas básicas (Triásico)

ZONA OSSA-MORENA

Sinclinorio de Zafra - Alanís

Anticlinorio de Olivenza-Monesterio

Sinclinorio de Jerez de los Caballeros - Fregenal de la Sierra

Sinclinorio de Barancos-Hinojales

Pizarras, grauwacas, conglomerados y microconglomerados (Devónico inferior)

Pizarras grises, verdosas moradas con vulcanitas ácidas y básicas. Metabasitas intercaladas. Conglomerados poligénicos y cuarcitas hacia el muro (Ordovícico inferior)

Pizarras con intercalaciones de arenas amarillentas (Cámbrico medio)

Banda metamórfica de grado alto de Aracena y otras de grado medio - bajo (Un. Moura - El Cubito)

Esquistos y filitas con intercalaciones de metavulcanitas. Metabasitas, gneises y "melange" basal (Cámbrico - Silúrico)

Rocas metamórficas de grado alto: Granulitas, Gneises, migmatitas, mármoles, metabasitas (Neoproterozoico - Cámbrico)

Zona de cizalla y banda metamórfica Beja - Acebuches (Dominio oceánico)

Ortoanfibolitas

ZONA SUDPORTUGUESA

Pizarras, grauwacas y conglomerados (Misisipiense medio)

Rocas volcánicas y volcanosedimentarias (Estruniense-Misisipiense inf.-med.)

Filitas, pizarras y cuarcitas (Devónico superior)

Esquistos, micaesquistos, cuarzosquistos, anfibolitas, filitas (Devónico)

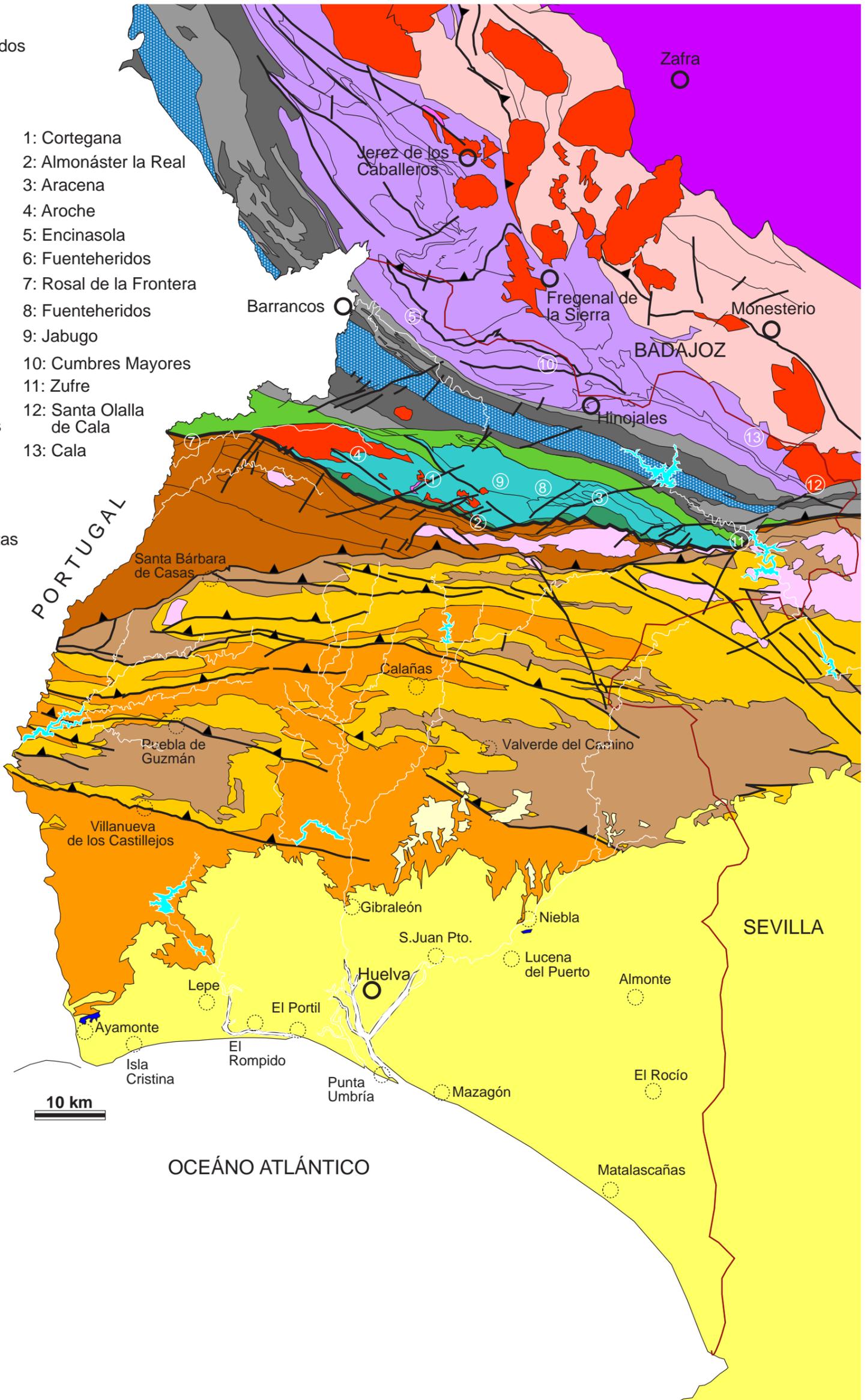
ROCAS PLUTÓNICAS

ZONA OSSA-MORENA

Intrusiones plutónicas (ácidas, intermedias y básicas)

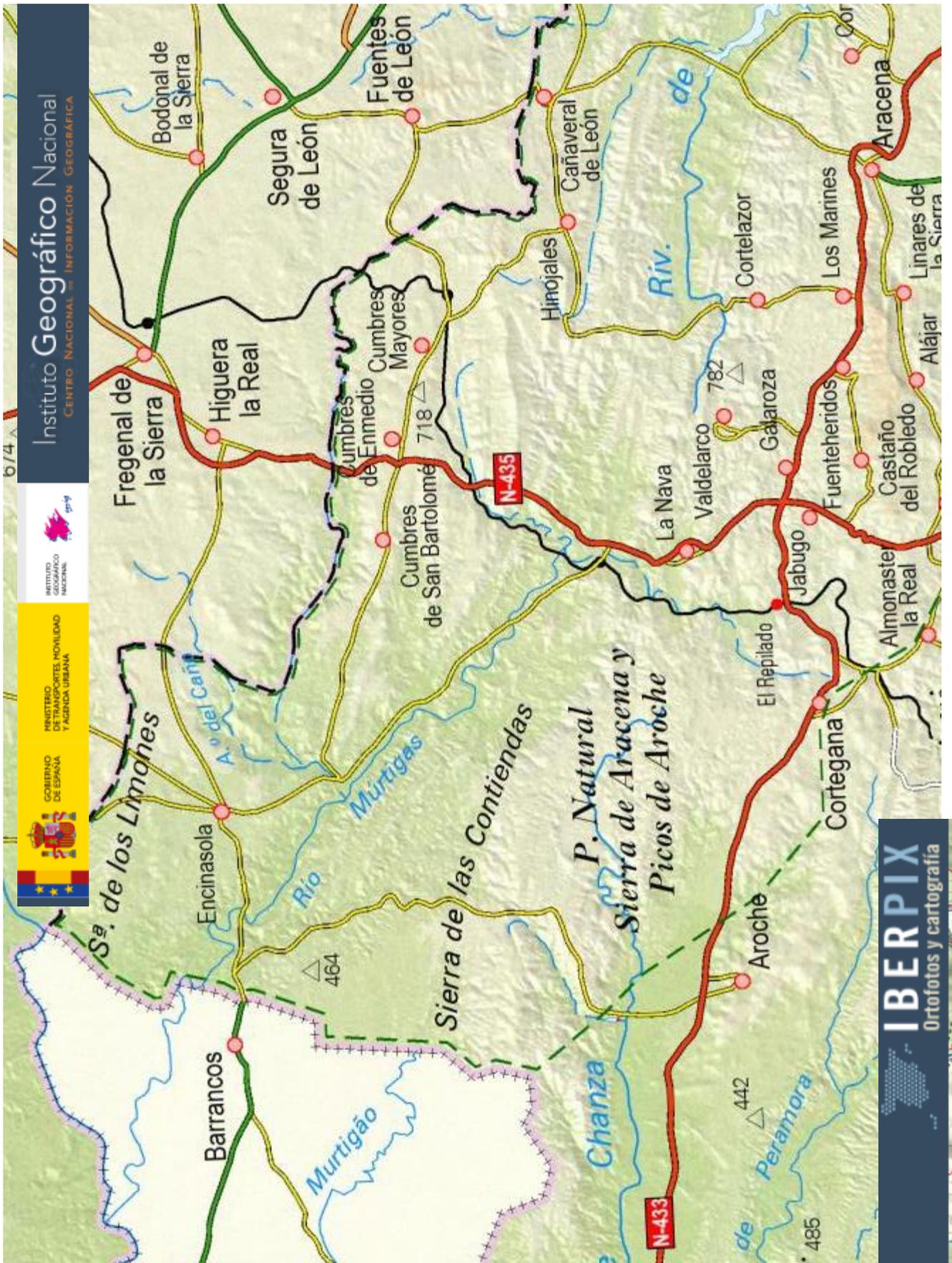
ZONA SUDPORTUGUESA

Intrusiones plutónicas (ácidas, intermedias y básicas)



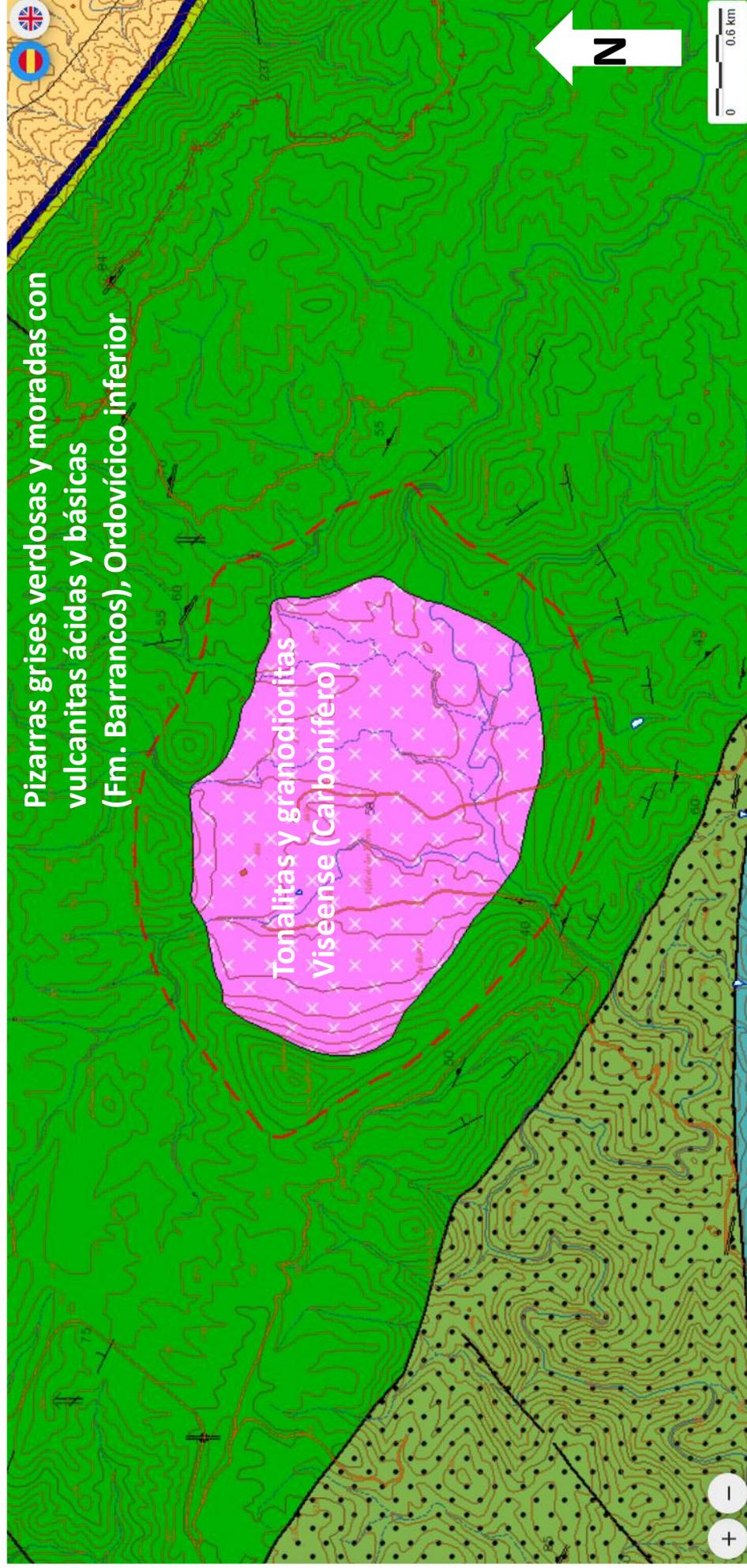
ANEXOS

Mapa de situación regional



MAPA GEOLÓGICO DIGITAL (IGME)

<https://info.igme.es/visor/>



Clasificación de los términos incluidos en el presente Vocabulario en función de su génesis y composición (*)

MATERIALES ÍGNEOS

(IGNEOUS MATERIALS)

ROCAS ÍGNEAS (MAGMÁTICAS) <i>(IGNEOUS, MAGMATIC ROCKS)</i>	Rocas volcánicas <i>(Volcanic rocks)</i>	
	Rocas plutónicas <i>(Plutonic rocks)</i>	
	Rocas subvolcánicas <i>(Subvolcanic rocks)</i>	
	Otras rocas ígneas <i>(Other igneous rocks)</i>	
	Rocas y depósitos volcanoclásticos <i>(Volcaniclastic rocks and deposits)</i>	

MATERIALES METAMÓRFICOS

(METAMORPHIC MATERIALS)

ROCAS METAMÓRFICAS (S.L.) <i>(METAMORPHIC ROCKS S.L.)</i>	Rocas metamórficas <i>(Metamorphic rocks)</i>	
	Rocas metasomáticas e hidrotermales <i>(Metasomatic and hydrothermal rocks)</i>	
	Rocas de impacto <i>(Impact rocks)</i>	
	Materiales de falla <i>(Fault materials)</i>	Rocas de falla <i>(Fault rocks)</i>

MATERIALES SEDIMENTARIOS

(SEDIMENTARY MATERIALS)

ROCAS SEDIMENTARIAS Y SEDIMENTOS <i>(SEDIMENTARY ROCKS AND SEDIMENTS)</i>	Materiales detríticos (clásticos) <i>(Clastic sedimentary materials)</i>	
	Materiales sedimentarios de precipitación química <i>(Chemical sedimentary materials)</i>	Materiales sedimentarios carbonatados <i>(Carbonate sedimentary materials)</i>
		Materiales sedimentarios fosfatados <i>(Phosphate rich sedimentary materials)</i>
		Materiales sedimentarios ferruginosos <i>(Iron rich sedimentary materials)</i>
		Evaporitas <i>(Evaporites)</i>
		Materiales sedimentarios silíceos (no clásticos) <i>(Non-clastic siliceous sedimentary materials)</i>
	Materiales biogénicos <i>(Biogenic sedimentary materials)</i>	
	Materiales ricos en materia orgánica <i>(Organic-rich sedimentary materials)</i>	
	Materiales sedimentarios híbridos <i>(Hybrid sedimentary materials)</i>	
	Materiales sedimentarios con connotaciones genéticas <i>(Genetic sedimentary rocks and sediments)</i>	

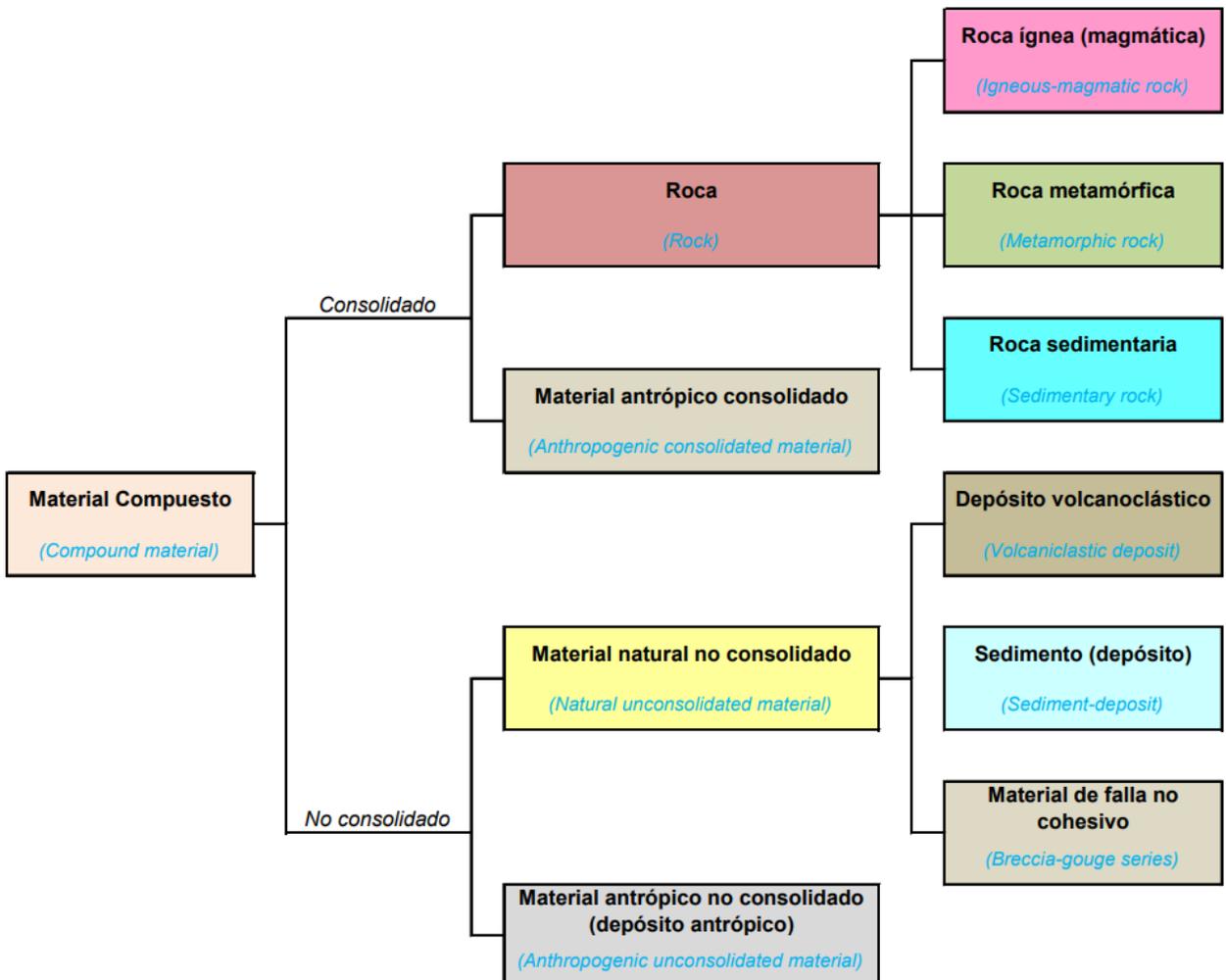
(*) Díaz de Neira Sánchez, J. A., Gallastegui, G., González-Menéndez, L. y Mancebo Mancebo M. (2019). *Vocabulario de Rocas, Sedimentos y Formaciones Superficiales*. Madrid. Instituto Geológico y Minero de España. 162 p.

FORMACIONES SUPERFICIALES

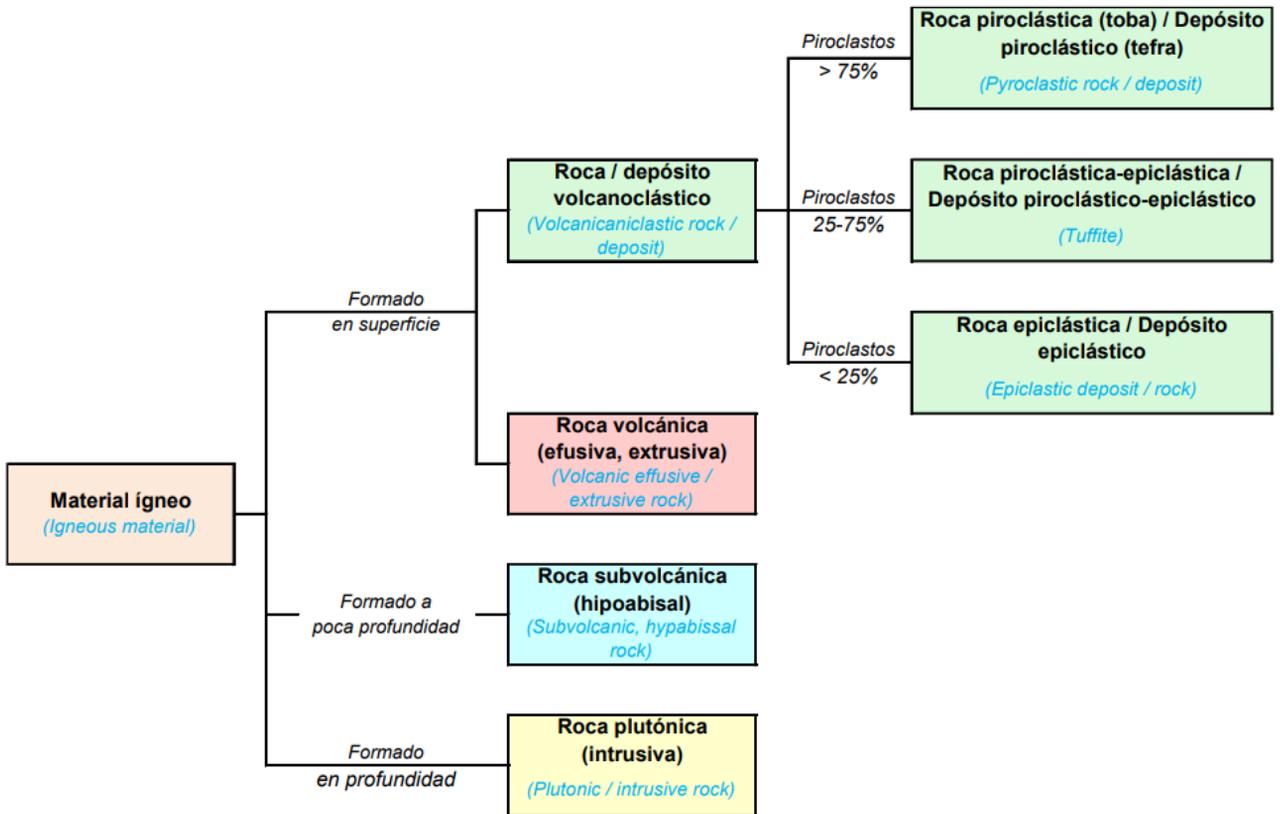
(SUPERFICIAL DEPOSITS)

Formaciones superficiales volcánicas	(Volcanic deposits)
Formaciones superficiales gravitacionales	(Mass movement deposits)
Formaciones superficiales fluviales	(Alluvial deposits)
Formaciones superficiales glaciares y periglaciares	(Glacigenic and periglacial deposits)
Formaciones superficiales lacustres y endorreicas	(Lacustrine and endoreic deposits)
Formaciones superficiales eólicas	(Aeolian deposits)
Formaciones superficiales litorales	(Coastal deposits)
Formaciones superficiales por meteorización química	(Residual deposits)
Formaciones superficiales poligénicas	(Polygenetic deposits)
Materiales antrópicos	(Anthropogenic material, artificial ground)

Clasificación de los términos incluidos en el presente Vocabulario en función de su consolidación



Tipos de materiales ígneos en función de su génesis



Grandes grupos de materiales metamórficos

Materiales metamórficos (Metamorphic materials)	Rocas metamórficas (Metamorphic rocks)	Transformación sin variación química
	Rocas metasomáticas (Metasomatic rocks)	Transformación con variación química
	Rocas hidrotermales (Hydrothermal rocks)	Transformación por acción de soluciones hidrotermales
	Materiales de falla (Fault-related materials)	Transformación por deformación en una zona de falla
	Rocas de impacto (Impactitas) (Impact rocks; Impactites)	Transformación por impacto de un cuerpo extraterrestre

Principales grupos composicionales de rocas metamórficas

PRINCIPALES GRUPOS COMPOSICIONALES	ROCAS	
ROCAS CUARZO-PELÍTICAS	Pizarra	(Slate)
	Filita	(Phyllite)
	Esquisto	(Schist)
	Esquisto micáceo (Micaesquisto; Micacita)	(Micaceous schist; Mica schist; Micacite)
	Gneis	(Gneiss)
	Cuarcita	(Quartzite)
	Migmatita	(Migmatite)
	Corneana	(Hornfels)
ROCAS CUARZO-FELDESPÁTICAS	Esquisto	(Schist)
	Gneis	(Gneiss)
	Granulita	(Granulite)
ROCAS MÁFICAS	Esquisto anfibólico	(Chlorite actinolite epidote metamorphic rock)
	Esquisto glaucofánico	(Glaucophane lawsonite epidote metamorphic rock)
	Anfibolita	(Amphibolite)
	Eclogita	(Eclogite)
	Granulita	(Granulite)
ROCAS ULTRAMÁFICAS	Serpentinita	(Serpentinite)
ROCAS CARBONATADAS	Mármol	(Marble)
	Calcoesquisto	(Calc-schist)
	Roca de silicatos cálcicos	(Calc-silicate rock)

Grandes grupos texturales de rocas metamórficas

PRINCIPALES GRUPOS TEXTURALES	ROCAS	
ROCAS FOLIADAS (Foliated metamorphic rocks)	Pizarra	(Slate)
	Filita	(Phyllite)
	Esquisto	(Schist)
	Gneis	(Gneiss)
	Anfibolita	(Amphibolite)
	Roca de silicatos cálcicos	(Calc-silicate rock)
	Corneana	(Hornfels)
ROCAS GRANOBLÁSTICAS (GRANOBLASTITAS; GRANOFELSITAS) (Granoblastic rocks; Granofels)	Cuarcita	(Quartzite)
	Eclogita	(Eclogite)
	Granulita	(Granulite)
	Mármol	(Marble)

Tipos de rocas metamórficas en función de su composición y textura

PRINCIPALES GRUPOS DE ROCAS METAMÓRFICAS	ROCAS	
Pizarras-Esquistos <i>(Slates-Schists)</i>	Pizarra	<i>(Slate)</i>
	Fillita	<i>(Phyllite)</i>
	Esquisto	<i>(Schist)</i>
	Esquisto anfibólico	<i>(Chlorite actinolite epidote metamorphic rock)</i>
	Esquisto glaucofánico	<i>(Glaucophane lawsonite epidote metamorphic rock)</i>
	Esquisto micáceo (Micaesquisto; Micacita)	<i>(Micaceous schist; Mica schist; Micacite)</i>
Gneises <i>(Gneiss)</i>	Gneis	<i>(Gneiss)</i>
	Gneis glandular (Augen gneiss)	<i>(Augen gneiss)</i>
	Gneis bandeado	<i>(Banded gneiss)</i>
	Ortogneis	<i>(Ortho-gneiss)</i>
	Paragneis	<i>(Para-gneiss)</i>
Cuarcitas <i>(Quartzites)</i>	Cuarcita	<i>(Quartzite)</i>
Anfibolitas <i>(Amphibolites)</i>	Anfibolita	<i>(Amphibolite)</i>
	Ortoanfibolita	<i>(Ortho-amphibolite)</i>
	Paraanfibolita	<i>(Para-amphibolite)</i>
Granulitas <i>(Granulite rocks)</i>	Granulita	<i>(Granulite)</i>
	Kinzigita	<i>(Kinzigite)</i>
	Charnoquita*	<i>(Charnockite)</i>
	Pirigarnita	<i>(Pirigarnite)</i>
Corneanas <i>(Hornfels)</i>	Corneana	<i>(Hornfels)</i>
Rocas carbonatadas <i>(Carbonate rocks)</i>	Mármol	<i>(Marble)</i>
Rocas calcosilicatadas <i>(Calc-silicate rocks)</i>	Calcoesquisto	<i>(Calc-schist)</i>
	Roca de silicatos cálcicos	<i>(Calc-silicate rock)</i>
Eclogitas <i>(Eclogites)</i>	Eclogita	<i>(Eclogite)</i>
Rocas ultramáficas <i>(Ultramafic rocks)</i>	Serpentinita	<i>(Serpentinite)</i>
Migmatitas <i>(Migmatites)</i>	Migmatita	<i>(Migmatite)</i>
	Metatexita	<i>(Metatexite)</i>
	Diatexita	<i>(Diatexite)</i>

* Roca incluida en "Otras rocas ígneas"

Principales tipos de rocas de impacto

Rocas de impacto (Impactitas) <i>(Impact rocks; Impact generated materials; Impactites)</i>	Brecha de impacto	<i>(Impact breccia)</i>
	Roca de fundido de impacto	<i>(Impact melt rock)</i>
	Tectita	<i>(Tektite)</i>

MATERIALES METAMÓRFICOS

Impactita. (Impactite, impact generated material). Cualquier material producido por el impacto de un cuerpo extraterrestre. Sinónimo: roca de impacto.

Material de falla. (Fault-related material). Material formado como resultado de la deformación en una zona de falla.

Material metamórfico. (Metamorphic material). Material derivado de una roca preexistente, mediante cambios mineralógicos, químicos o estructurales, en estado sólido esencialmente, en respuesta a variaciones físico-químicas, principalmente de presión y temperatura, quedando excluidos los materiales derivados de procesos de meteorización o formación de suelos.

Roca de falla. (Fault rock). Roca formada como resultado de la deformación en una zona de falla.

Roca de impacto. (Impact rock). Sinónimo: impactita.

Roca hidrotermal. (Hydrothermal rock). Roca cuyas características son el resultado de la acción de soluciones hidrotermales.

Roca metamórfica. (Metamorphic rock). Roca derivada de una roca preexistente, mediante cambios mineralógicos, químicos o estructurales, esencialmente en estado sólido y sin cambiar significativamente la composición química del conjunto de la roca, en respuesta a variaciones físico-químicas, principalmente de presión y temperatura, quedando excluidas las rocas derivadas de procesos de meteorización o formación de suelos.

Roca metasomática. (Metasomatic rock). Roca derivada de un proceso metamórfico por el que se produce un cambio importante en la composición química de la roca sujeta a metamorfismo, debido a interacción con fluidos hidrotermales o magmas.

ROCAS METAMÓRFICAS EN FUNCIÓN DEL PROTOLITO

Metabasalto. (*Metabasalt*). Roca metamórfica derivada de un protolito de composición basáltica.

Metabasita. (*Metabasite*). Roca metamórfica derivada de una roca de composición básica.

Metabrecha. (*Metabreccia*). Roca metamórfica derivada de una brecha.

Metacaliza. (*Metalimestone*). Roca metamórfica derivada de un protolito de composición calcárea.

Metacarbonato. (*Metacarbonate*). Roca metamórfica derivada de una roca carbonatada.

Metachert. (*Metachert*). Roca metamórfica derivada de un chert.

Metacinerita. (*Metacinerite*). Roca metamórfica derivada de una cinerita.

Metaconglomerado. (*Metaconglomerate*). Roca metamórfica derivada de un conglomerado.

Metacuarcita. (*Metaquartzite*). Roca metamórfica derivada de una arenisca, con más de un 80% de cuarzo.
Sinónimo: cuarcita.

Metadacita. (*Metadacite*). Roca metamórfica derivada de un protolito de composición dacítica.

Metadiabasa. (*Metadiabase*). Roca metamórfica derivada de un protolito de composición diabásica.

Metadiorita. (*Metadiorite*). Roca metamórfica derivada de un protolito de composición diorítica.

Metadolerita. (*Metadolerite*). Roca metamórfica derivada de un protolito de composición dolerítica.

Metafonolita. (*Metaphonolite*). Roca metamórfica derivada de un protolito de composición fonolítica.

Metagabro. (*Metagabbro*). Roca metamórfica derivada de un protolito de composición gabroica.

Metagranito. (*Metagranite*). Roca metamórfica derivada de un protolito de composición granítica.

Metagrauvaca. (*Meta-greywacke*). Roca metamórfica derivada de una grauvaca.

Metahornblendita. (*Metahornblendite*). Roca metamórfica derivada de una hornblendita.

Metandesita. (*Meta-andesite*). Roca metamórfica derivada de un protolito de composición andesítica.

Metapelita. (*Metapelite*). Roca metamórfica derivada de un protolito pelítico.

Metaperidotita. (*Metaperidotite*). Roca metamórfica derivada de un protolito de composición peridotítica.

Metapiroxenita. (*Metapyroxenite*). Roca metamórfica derivada de una piroxenita.

Metapsamita. (*Metapsammite*). **Sinónimos: metarenisca, metasamita.**

Metarcosa. (*Meta-arkose*). Roca metamórfica derivada de un protolito de composición arcósica.

Metarenisca. (*Metasandstone*). Roca metamórfica derivada de una arenisca. **Sinónimos: metapsamita, metasamita.**

Metarenita. (*Meta-arenite*). Roca metamórfica derivada de una arenita.

Metarriolita. (*Metarhyolite*). Roca metamórfica derivada de un protolito de composición riolítica.

Metasamita. (*Metapsammite*). **Sinónimos: metapsamita, metarenisca.**

Metasedimento. (*Metasediment*). **Sinónimo: roca paraderivada.**

Metasienita. (*Metasyenite*). Roca metamórfica derivada de un protolito de composición sienítica.

Metatoba. (*Metatuff*). Roca metamórfica cuyo protolito es una toba volcánica.

Metatraquita. (*Metatrachyte*). Roca metamórfica derivada de un protolito de composición traquítica.

Metaultrabasita. (*Metaultrabasite*). Roca metamórfica derivada de una roca de composición ultrabásica.

Metavolcanita. (*Metavulcanite*). **Sinónimo: metavulcanita.**

Metavulcanita. (*Metavulcanite*). Roca metamórfica derivada de un protolito volcánico. **Sinónimo: metavolcanita.**

Ortoanfibilita. (*Orthoamphibolite*). Anfibilita cuyo protolito es una roca ígnea, generalmente un basalto o un gabro.

Ortogneis. (*Orthogneiss*). Gneis cuyo protolito es una roca ígnea, generalmente plutónica.

Paraanfibilita. (*Para-amphibolite*). Anfibilita cuyo protolito es una roca sedimentaria, generalmente una marga.

Paragneis. (*Paragneiss*). Gneis cuyo protolito es una roca sedimentaria.

Roca metaígnea. (*Ortho-metamorphic rock*). **Sinónimo: roca ortoderivada.**

Roca ortoderivada. (*Ortho-metamorphic rock*). Roca metamórfica cuyo protolito es una roca ígnea. **Sinónimo: roca metaígnea.**

Roca paraderivada. (*Para-metamorphic rock*). Roca metamórfica cuyo protolito es una roca sedimentaria. **Sinónimo: metasedimento.**

ROCAS METAMÓRFICAS EN FUNCIÓN DE SU COMPOSICIÓN

Anfibolita. (*Amphibolite*). Roca metamórfica de color verde oscuro, compuesta principalmente por anfíbol y plagioclasa (más del 75 % en conjunto y más del 30% de anfíbol) y que puede contener, en cantidades más subordinadas, cuarzo, clinopiroxeno, granate, minerales del grupo de la epidota, biotita, titanita, rutilo, ilmenita y escapolita.

Augen gneiss. (*Augen gneiss*). *Sinónimo: gneis glandular.*

Calcoesquisto. (*Calc-schist*). Roca metamórfica derivada de margas o pelitas calcáreas, constituida fundamentalmente por carbonatos y silicatos de calcio y magnesio (zoisita/clinozoisita, lawsonita, margarita, talco, tremolita) y que presenta esquistosidad producida por el paralelismo de minerales de hábito laminar, principalmente filosilicatos.

Cipolino. (*Cipolino*). Mármol impuro rico en clorita y otros filosilicatos, generalmente concentrados en bandas.

Corneana. (*Hornfels*). Roca metamórfica originada por metamorfismo de contacto, masiva, muy dura y recristalizada, de grano fino a medio y que carece de planos de exfoliación.

Cuarcita. (*Quartzite*). Roca metamórfica derivada de una arenisca, con más de un 80% de cuarzo. *Sinónimo: metacuarcita.*

Diatexita. (*Diatexite*). Migmatita formada casi exclusivamente por neosoma, con escaso o ningún mesosoma.

Eclogita. (*Eclogite*). Roca metamórfica de alta presión formada a partir de rocas magmáticas de composición básica y constituida esencialmente por granate rico en magnesio y clinopiroxeno rico en sodio. Puede contener cantidades subordinadas de otros minerales como lawsonita, epidota, glaucofana, barroisita, rutilo, cuarzo, coesita, paragonita o distena.

Esquisto. (*Schist*). Roca metamórfica de grano medio, foliada y fisible, compuesta esencialmente por cuarzo y micas.

Esquisto anfibólico. (*Chlorite actinolite epidote metamorphic rock*). Roca metamórfica de baja temperatura y presión media-baja, esquistosa y de color verde debido a la presencia de clorita y anfíbol cálcico (típicamente actinolita), además de epidota y albita, generalmente resultante del metamorfismo de rocas magmáticas de composición basáltica. Se recomienda su uso en vez de esquisto verde, por ser éste un nombre de facies.

Esquisto glaucofánico. (*Glaucophane lawsonite epidote metamorphic rock*). Roca metamórfica de alta presión y temperatura media-baja, esquistosa y de color azulado debido a la presencia de anfíbol alcalino (típicamente glaucofana), generalmente resultante del metamorfismo de rocas magmáticas de composición basáltica. Se recomienda su uso en vez de esquisto azul, por ser éste un nombre de facies.

Esquisto micáceo. (*Micaceous schist*). *Sinónimos: micacita, micaesquisto.*

Filita. (*Phyllite*). Roca metamórfica de grano fino a medio, caracterizada por una apariencia lustrosa y una esquistosidad bien definida que resulta de la orientación preferente de filosilicatos. Generalmente, las filitas son rocas de grado metamórfico bajo.

Garnierita. (*Garnierite*). Serpentina portadora de níquel.

ROCAS METAMÓRFICAS EN FUNCIÓN DE SU COMPOSICIÓN (continuación)

Gneis. (*Gneiss*). Roca metamórfica granuda que presenta estructura gnéisica, estructura definida por la orientación preferente de minerales de grano medio a grueso, que confiere a la roca una foliación grosera, peor definida, más espaciada y más discontinua que la estructura esquistosa, y en la que las bandas suelen ser de mineralogía, tamaño de grano o textura contrastados.

Gneis bandeado. (*Banded gneiss*). Gneis equigranular, con franjas claras y oscuras regulares y bien marcadas.

Gneis glandular. (*Augen gneiss*). Gneis con grandes porfidoblastos elípticos o lenticulares de feldespato potásico. *Sinónimo:* **augen gneiss**.

Granoblastita. (*Granofels*). Roca metamórfica granuda, no foliada y masiva, de cualquier composición. *Sinónimos:* **granofelsita, roca granoblástica**.

Granofelsita. (*Granofels*). *Sinónimos:* **granoblastita, roca granoblástica**.

Granulita. (*Granulite*). Roca metamórfica de grado alto a muy alto, de textura generalmente granoblástica y estructura gnéisica o masiva, dominada por minerales anhidros y feldespatos. En caso de composición máfica, está constituida por clinopiroxeno augítico, ortopiroxeno, plagioclasa cálcica, con o sin granate, y cuarzo. En caso de composición cuarzo-feldespática, está constituida por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y ortopiroxeno, con o sin biotita, granate, cordierita y sillimanita.

Kinzigita. (*Kinzigite*). Granulita cuya paragénesis característica incluye piroxeno y granate, esencialmente.

Mármol. (*Marble*). Roca metamórfica formada en más del 50 % por carbonatos (calcita, aragonito, dolomita), generalmente de textura granoblástica y estructura masiva, derivada de calizas y dolomías. El mármol puro contiene más del 95% de carbonatos. Cuando es impuro (50-95% de carbonatos) contiene otros minerales, que pueden ser muy variados (anfíbol y clinopiroxeno cálcicos, epidota, grosularia, olivino, talco, clorita, micas, etc.).

Metatexita. (*Metatexite*). Migmatita en la que el mesosoma domina sobre el neosoma.

Micacita. (*Micacite*). *Sinónimos:* **esquisto micáceo, micaesquisto**.

Micaesquisto. (*Mica schist*). Esquisto rico en mica, derivado de un protolito pelítico. *Sinónimos:* **esquisto micáceo, micacita**.

Migmatita. (*Migmatite*). Roca resultante de la cristalización del migma, formada por paleosoma y neosoma.

Pirigarnita. (*Pirigarnite*). Granulita cuya paragénesis característica incluye granate y cordierita.

Pizarra. (*Slate*). Roca metamórfica de grano muy fino que presenta una esquistosidad pizarrosa, formada a partir de lutitas bajo condiciones de grado metamórfico muy bajo.

Roca de silicatos cálcicos. (*Calc-silicate rock*). Roca metamórfica derivada de rocas carbonatadas impuras o margas, constituida fundamentalmente por silicatos con calcio, como epidota, zoisita, vesubianita, diópsido, actinolita, hornblenda, granate cálcico, wollastonita, anortita o escapolita.

Roca foliada. (*Foliated metamorphic rock*). Roca metamórfica en la que al menos el 10% de sus componentes minerales tienen una fábrica planar o linear. La naturaleza cataclástica o vítrea excluyen la clasificación bajo este concepto.

Roca granoblástica. (*Granoblastic rock*). *Sinónimos:* **granoblastita, granofelsita**.

Serpentinita. (*Serpentinite*). Roca metamórfica compuesta mayoritariamente por minerales del grupo de la serpentina (crisotilo, antigorita), con o sin cantidades subordinadas de talco, brucita, olivino, diópsido, tremolita y magnetita. Se forma por hidratación de rocas ultramáficas (lherzolitas, harzburgitas) a temperaturas moderadas (inferiores a 500°C).

METAMORFISMO REGIONAL

Incremento del grado metamórfico 

Muy bajo grado	Grado bajo	Grado medio	Grado alto
200°C		(rango de variación de la temperatura)	≥800°C

Rocas Metamórficas Carbonatada

Roca Mineral

Calcita y/o Dolomita (±Anfíboles, ±Piroxenos)

MÁRMOLES

METAPELITAS

Composición mineral

(*) Los minerales de rocas metamórficas de grado muy bajo son los del tipo Zeolitas, Prehnita-Pumpellyta. Dichos minerales no se observan a simple vista.

(*)

Clorita (mica)

Moscovita (mica)

Biotita (mica)

Estauroлита

Granate

Andalucita

Sillimanita

Cuarzo

(Albita y otras plagioclasas)Feldespatos (Feldespato Potásico)

Roca

PIZARRA

FILITA

ESQUISTO

GNEIS

MIGMATITA

FUNDIDO

METAPSAMITAS

Roca Mineral

Cuarzo

CUARCITA

OTROS TIPOS

Roca Mineral

Cuarzo, Calcita y/o Dolomita (±Filosilicatos) / Anfíboles

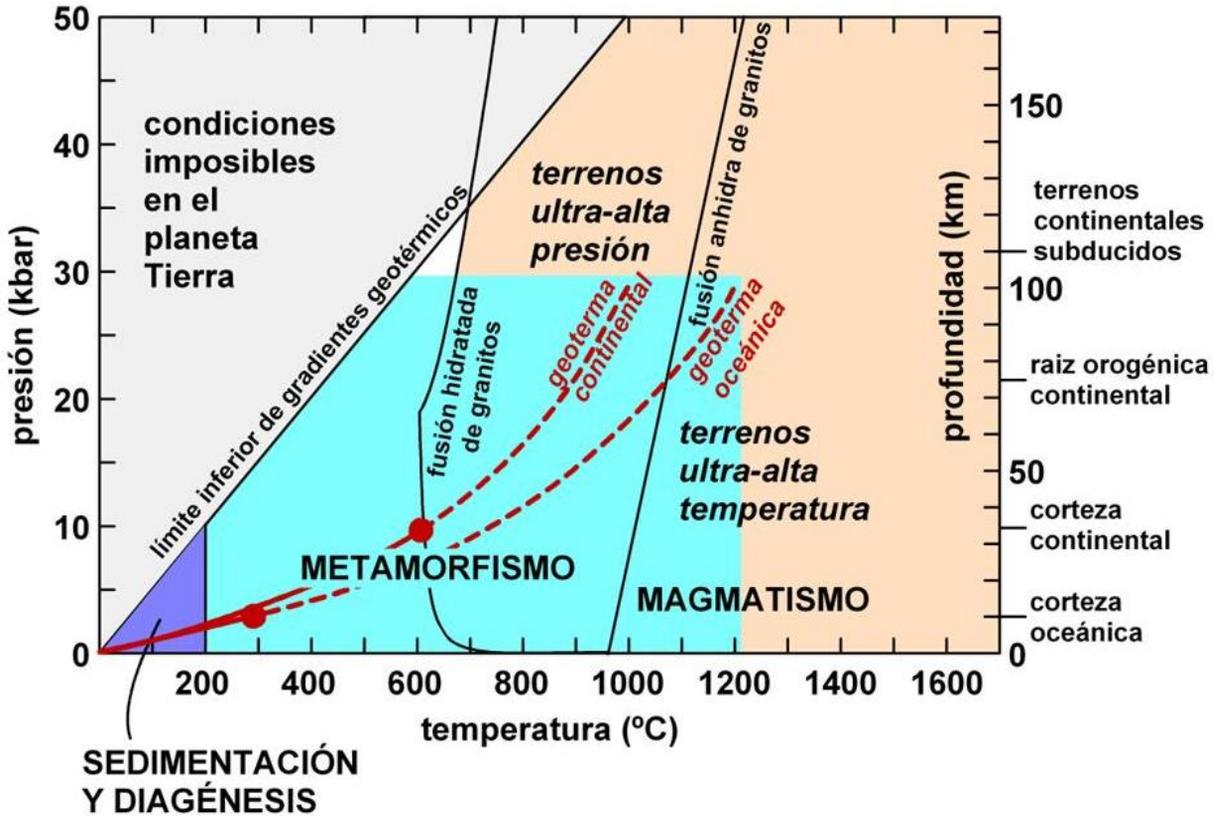
CALCOESQUISTOS / ANFIBOLITAS

METAMORFISMO DE CONTACTO

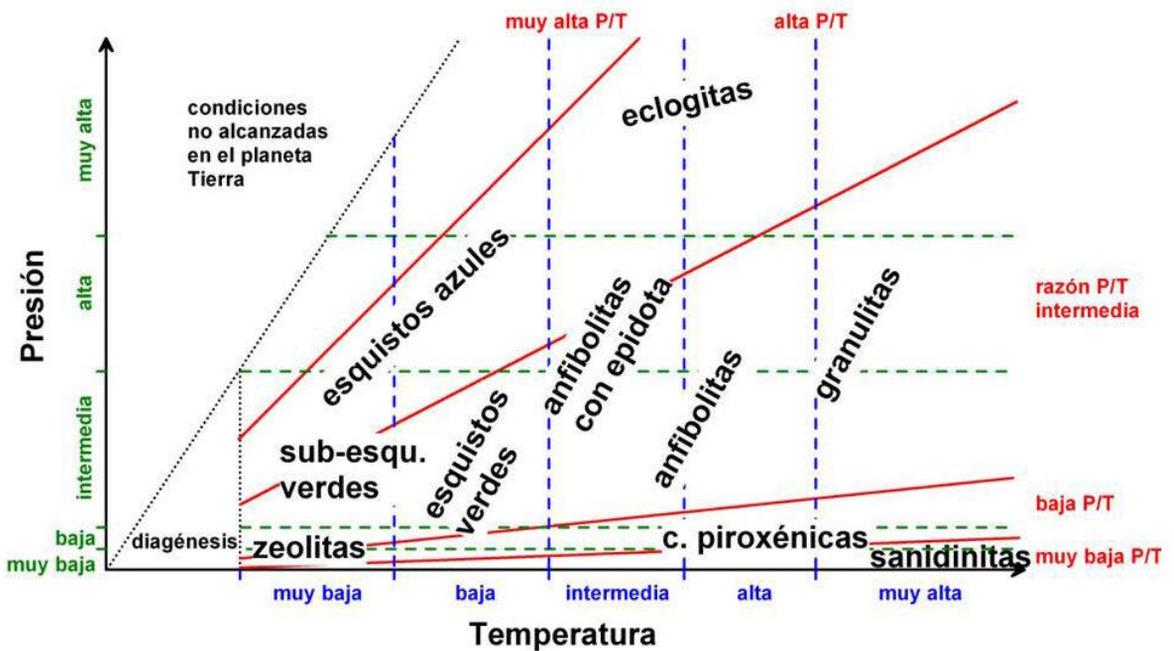
ROCAS CORNEANAS Biotita-Hornblenda-Andalucita-Piroxeno-Sillimanita

SKARN (Rocas Carbonatadas) Wollastonita (± Sillimanita)

Condiciones P-T-profundidad del metamorfismo

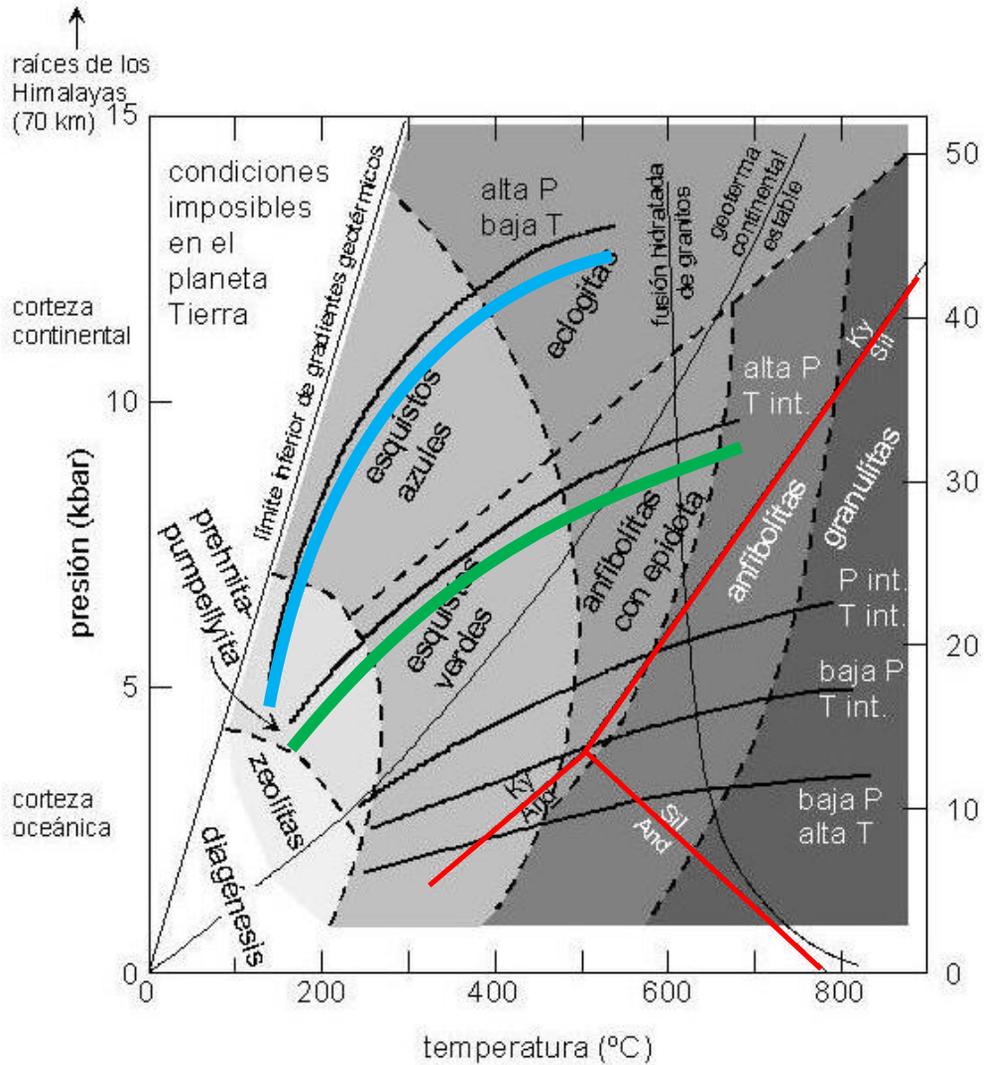


Variabilidad de las condiciones metamórficas

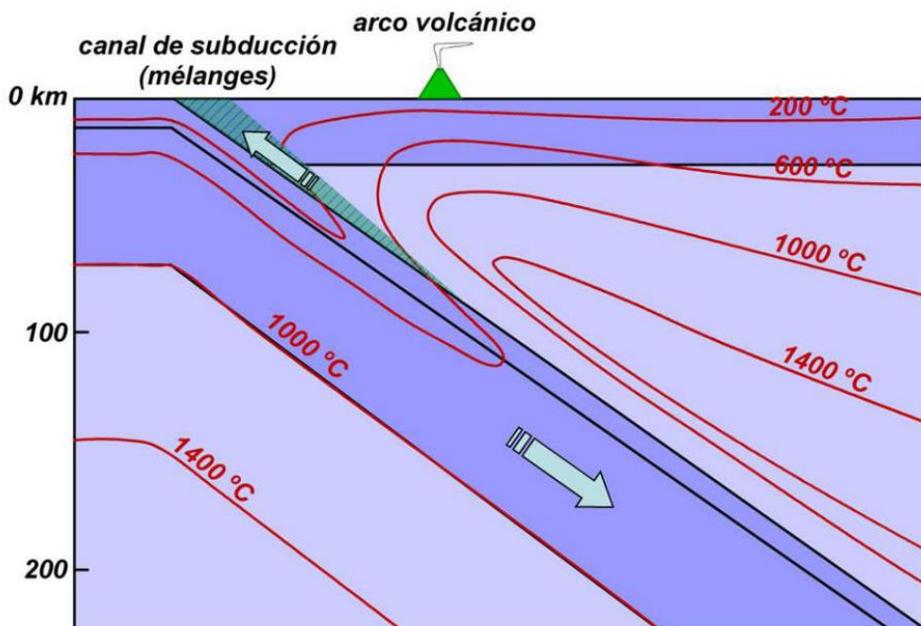


METAMORFISMO Y TECTÓNICA DE PLACAS

Variabilidad de las condiciones metamórficas

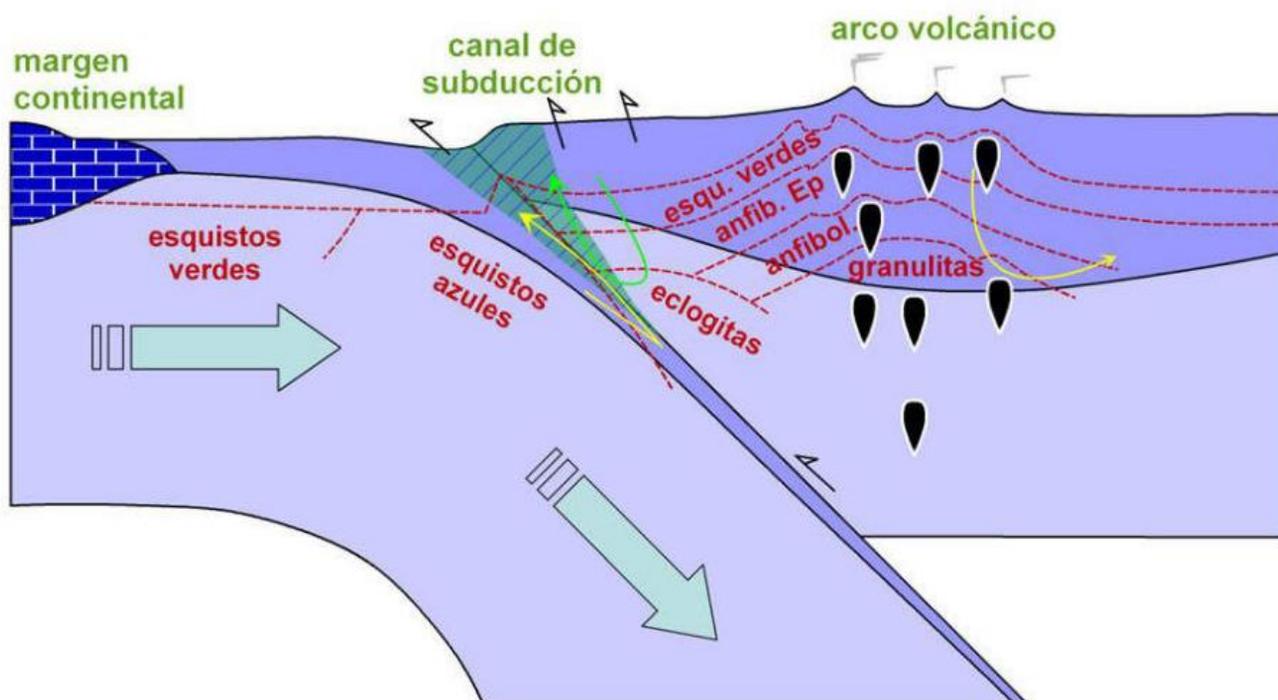


Distorsión geotermas: Márgenes activos

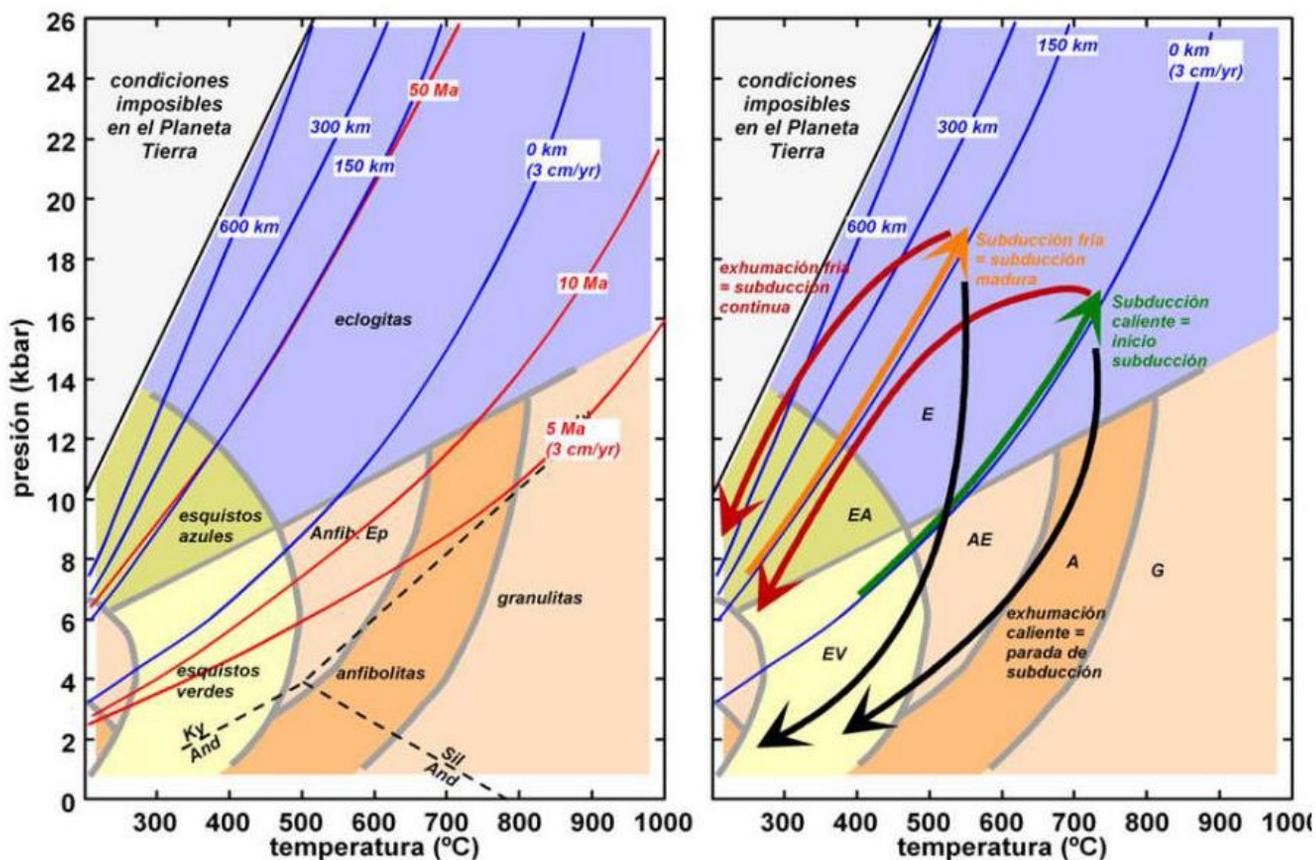


METAMORFISMO Y TECTÓNICA DE PLACAS

Facies: Márgenes activos

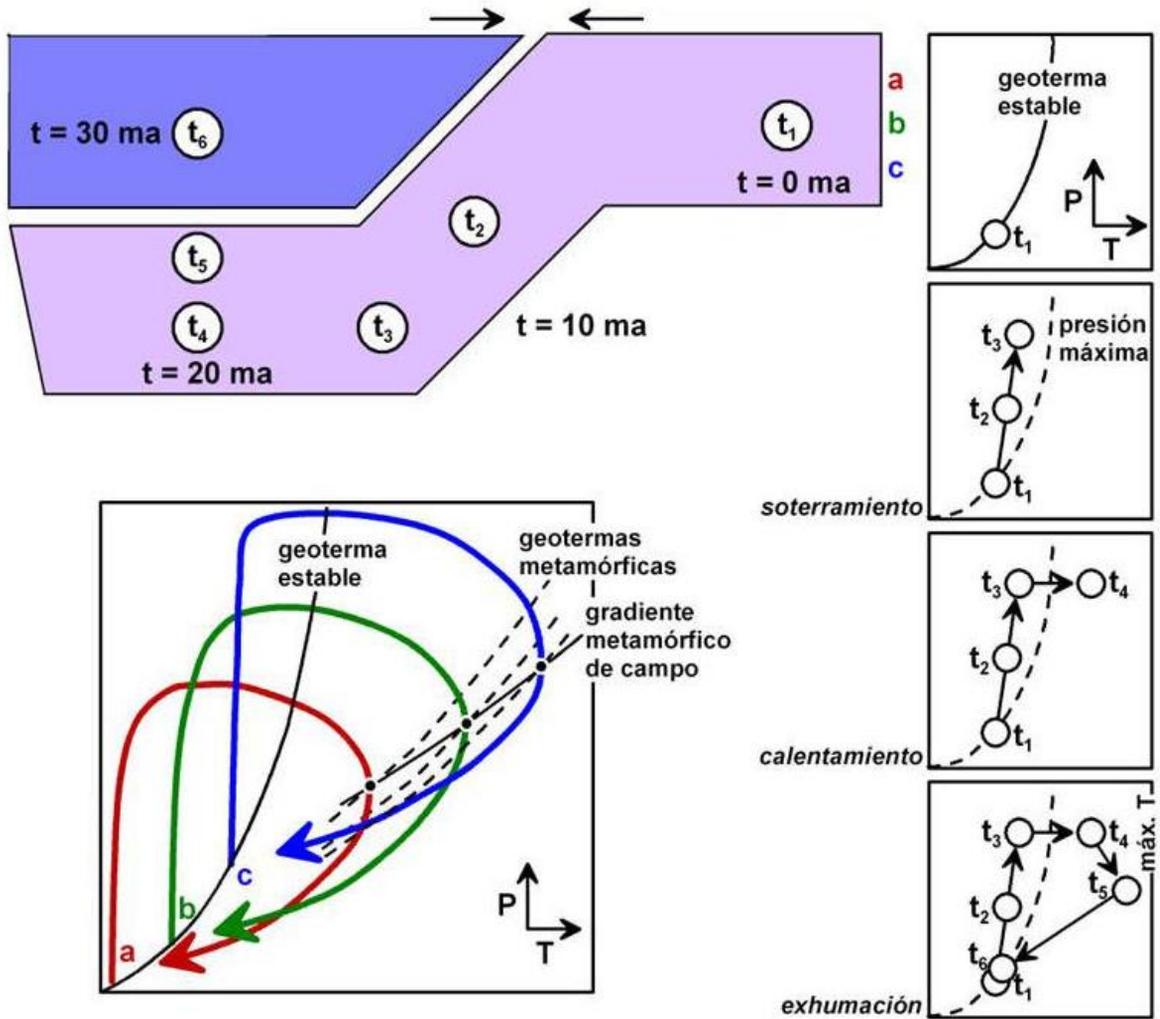


Subducción litosfera oceánica: Facies y evolución P-T



METAMORFISMO Y TECTÓNICA DE PLACAS

Colisión continental: Evolución P-T

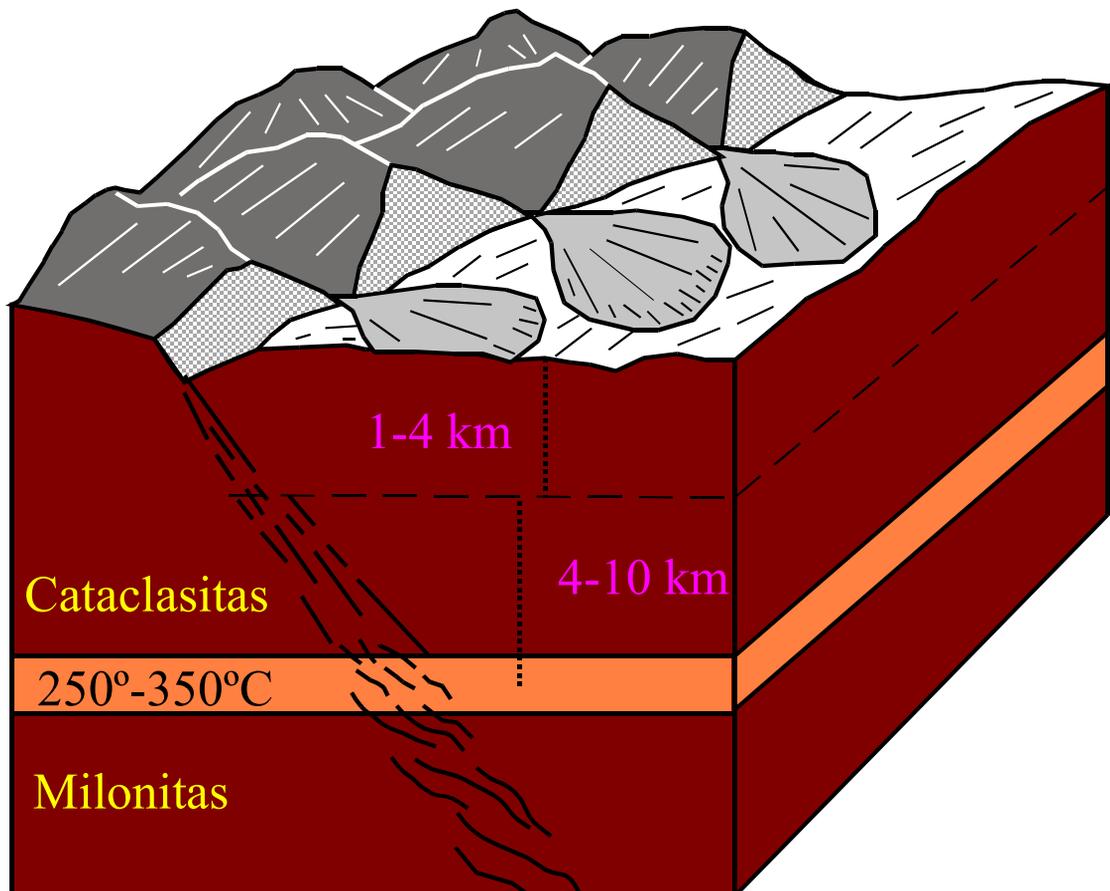


Evolución P-T y contexto geodinámico



Clasificación de las rocas de falla (o de deformación)

MATERIALES DE FALLA (Fault materials)				
	No foliadas	Foliadas	Matriz	
Materiales de falla no cohesivos (Breccia-gouge series)	Harina de falla (<i>Fault gouge</i>)	Harina de falla (foliada) (<i>Fault gouge</i>)	Matriz > 70%	
	Brecha de falla (<i>Fault breccia</i>)		Matriz < 70%	
Rocas de falla (Materiales de falla cohesivos) (<i>Fault rocks</i>)	Rocas cataclásicas (<i>Cataclastic rocks, cataclasite series</i>)	Pseudotaquilita (<i>Pseudotachylyte</i>)	Aspecto vítreo	
		Protocataclasita (<i>Protocataclasite</i>)	Aspecto de filita	
		Cataclasita (<i>Cataclasite</i>)	Matriz < 50%	
	Rocas miloníticas (<i>Mylonitic rocks</i>)	Ultracataclasita (<i>Ultracataclasite</i>)	Milonita (<i>Mylonite</i>)	Matriz 50 - 90%
			Ultramilonita (<i>Ultramylonite</i>)	Matriz > 90%
			Blastomilonita (<i>Blastomylonite</i>)	



ROCAS ÍGNEAS

Tipos de rocas ígneas en función del color (A), grado de cristalinidad (B) y tamaño de los granos minerales (C)

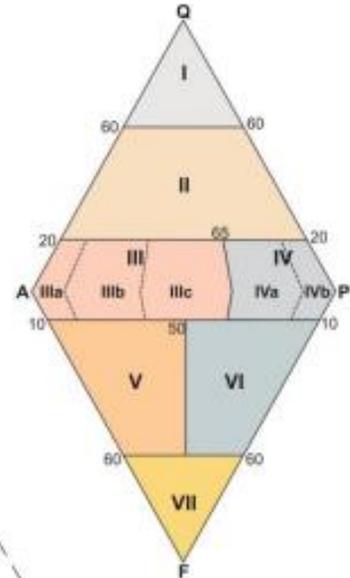
A) COLOR			
	Índice de color (M')		
Roca leucocrática <i>(Leucocratic igneous rock)</i>	< 35	0 - 50	Roca félsica <i>(Felsic igneous rock)</i>
Roca mesocrática <i>(Mesocratic igneous rock)</i>	35 - 65	50 - 90	Roca máfica <i>(Mafic igneous rock)</i>
Roca melanocrática <i>(Melanocratic igneous rock)</i>	65 - 90		
Roca ultramáfica <i>(Ultramafic igneous rock)</i>	> 90		Roca ultramáfica <i>(Ultramafic igneous rock)</i>

B) CRISTALINIDAD	Constituyente principal
Roca vítrea (holohialina) <i>(Vitreous, glassy igneous rock)</i>	Vidrio
Roca hialocristalina <i>(Hyalocrystalline, glass rich igneous rock)</i>	Vidrio y cristales
Roca holocristalina <i>(Crystalline, holocrystalline igneous rock)</i>	Cristales

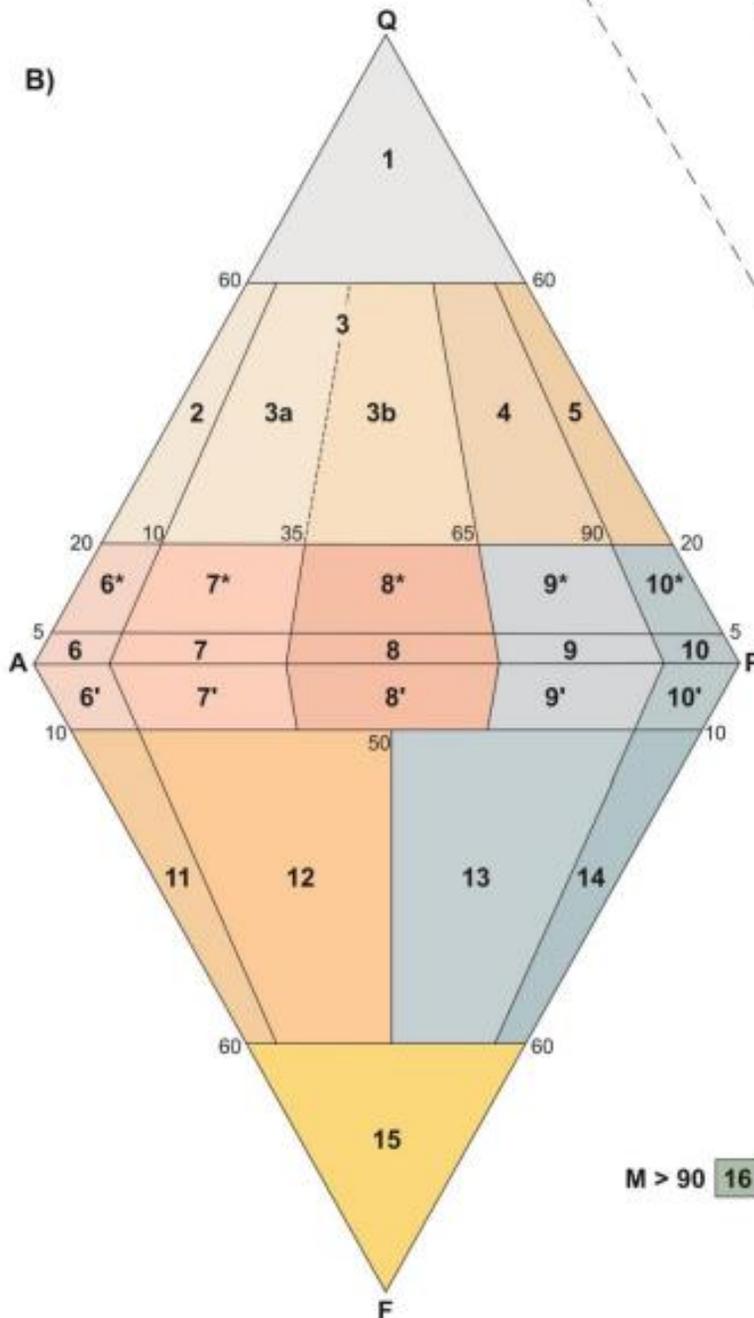
C) TAMAÑO DE LOS GRANOS MINERALES	
Roca fanerítica <i>(Phaneritic igneous rock)</i>	Distinguibles a simple vista
Roca afanítica <i>(Aphanitic, aphanitic rock)</i>	No distinguibles a simple vista
Roca microcristalina <i>(Microcrystalline igneous rock)</i>	Identificables al microscopio
Roca criptocristalina <i>(Cryptocrystalline igneous rock)</i>	No identificables al microscopio

Grandes familias (A) y clasificación de rocas plutónicas (B) en función de su contenido modal (basadas en Streckeisen, 1978, 1979)

- A)**
- I GRANITOIDES RICOS EN CUARZO
 - II GRANITOIDES (ROCAS GRANÍTICAS)
 - III SIENITOIDES
 - IIIa ROCAS SIENÍTICAS DE FELDESPATO ALCALINO
 - IIIb ROCAS SIENÍTICAS
 - IIIc ROCAS MONZONÍTICAS
 - IV DIORITOIDES / GABROIDES
 - IVa ROCAS MONZODIORÍTICAS / MONZOGABROÍCAS
 - IVb ROCAS DIORÍTICAS / GABROÍCAS / ANORTOSÍTICAS
 - V SIENITOIDES FOÍDICOS (ROCAS SIENÍTICAS FOÍDICAS)
 - VI DIORITOIDES FOÍDICOS / GABROIDES FOÍDICOS (ROCAS DIORÍTICAS FOÍDICAS / ROCAS GABROÍCAS FOÍDICAS)
 - VII ROCAS FOÍDOLÍTICAS



B)



Q: cuarzo
A: feldespato alcalino
P: plagioclasa (> 5% An)
F: feldespatoídes
M: minerales máficos

M > 90 **16**

Nombre de las rocas plutónicas en función de su contenido modal (basadas en Streckeisen, 1978, 1979)

GRANITOIDES RICOS EN CUARZO (QUARTZ RICH IGNEOUS ROCKS)		
1 Granito rico en cuarzo (<i>Quartz-rich granite</i>)		Incluye a: Cuarzolita (<i>Quartzolite</i>)
GRANITOIDES (Rocas graníticas) (GRANITOIDS: Granitic rocks)		
2 Granito de feldespato alcalino (<i>Alkali feldspar granite</i>)		Incluye a: Alaskita (<i>Alaskite</i>) y Granito alcalino (<i>Alkali granite</i>)
3 Granito (<i>Granite</i>)		Incluye a: Aplita (<i>Aplite</i>), Granito calcoalcalino (<i>Calc-alkaline granite</i>), Granito peralcalino (<i>Peralkaline granite</i>) y Pegmatita (<i>Pegmatite</i>)
3a Sienogranito (<i>Syenogranite</i>)		
3b Monzogranito (<i>Monzogranite</i>)		Sinónimo en desuso: Adamellita (<i>Adamellite</i>)
4 Granodiorita (<i>Granodiorite</i>)		Incluye parcialmente a: Adakita (<i>Adakite</i>)
5 Tonalita (<i>Tonalite</i>)		Incluye a: Leucotonalita (<i>Leucotonalite</i>), Plagiogranito (<i>Plagiogranite</i>) y Tronjemita (<i>Trondhjemite</i>). Incluye parcialmente a: Adakita (<i>Adakite</i>)
SIENITOIDES (SYENITOIDS)		
Rocas sieníticas de feldespato alcalino (Alkali feldspar syenitic rocks)		
6* Cuarzosienita de feldespato alcalino (<i>Quartz alkali feldspar syenite</i>)		
6 Sienita de feldespato alcalino (<i>Alkali feldspar syenite</i>)		Incluye parcialmente a: Albitita (<i>Albite</i>) y Larvikita (<i>Larvikite</i>)
6* Sienita de feldespato alcalino con foides (<i>Foid bearing alkali feldspar syenite</i>)		
Rocas sieníticas (Syenitic rocks)		
7* Cuarzosienita (<i>Quartz syenite</i>)		
7 Sienita (<i>Syenite</i>)		Incluye parcialmente a: Akerita (<i>Akerite</i>)
7* Sienita con foides (<i>Foid bearing syenite</i>)		
Rocas monzoníticas (Monzonitic rocks)		
8* Cuarzomonzonita (<i>Quartz monzonite</i>)		
8 Monzonita (<i>Monzonite</i>)		Incluye parcialmente a: Akerita (<i>Akerite</i>)
8* Monzonita con foides (<i>Foid bearing monzonite</i>)		
DIORITOIDES / GABROIDES (DIORITOIDS / GABBROIDS)		
Rocas monzodioríticas / monzogabroicas (Monzodioritic / Monzogabbroic rocks)		
9* Cuarzomonzodiorita (<i>Quartz monzodiorite</i>)		Incluye parcialmente a: Vaugnerita (<i>Vaugnerite</i>)
9 Monzodiorita (<i>Monzodiorite</i>)	An<50%	Incluye parcialmente a: Vaugnerita (<i>Vaugnerite</i>)
9* Monzodiorita con foides (<i>Foid bearing monzodiorite</i>)		
9* Cuarzomonzogabro (<i>Quartz monzogabbro</i>)		Incluye parcialmente a: Vaugnerita (<i>Vaugnerite</i>)
9 Monzogabro (<i>Monzogabbro</i>)	An>50%	Incluye parcialmente a: Appinita (<i>Appinite</i>) y Vaugnerita (<i>Vaugnerite</i>)
9* Monzogabro con foides (<i>Foid bearing monzogabbro</i>)		
Rocas dioríticas / gabroicas (Dioritic / Gabbroic rocks)		
10* Cuarzodiorita (<i>Quartz diorite</i>)		
10 Diorita (<i>Diorite</i>)	An<50%	
10* Diorita con foides (<i>Foid bearing diorite</i>)		
10* Cuarzogabro (<i>Quartz gabbro</i>)		Incluye parcialmente a: Vaugnerita (<i>Vaugnerite</i>)
10 Gabro (<i>Gabbro</i>)	An>50%	Incluye parcialmente a: Appinita (<i>Appinite</i>)
10* Gabro con foides (<i>Foid bearing gabbro</i>)		
Rocas anortosíticas (Anorthositic rocks)		
10* Cuarzoanortosita (<i>Quartz anorthosite</i>)		
10 Anortosita (<i>Anorthosite</i>)	M<10%	
10* Anortosita con foides (<i>Foid bearing anorthosite</i>)		
SIENITOIDES FOÍDICOS (Rocas sieníticas foidicas) (FOID SYENITOIDS; Foid syenitic rocks)		
11 Sienita foidica (<i>Foid syenite</i>)		Incluye a: Agpaita (<i>Agpaitite</i>), Malignita (<i>Malignite</i>), Mariupolita (<i>Mariupolite</i>), Shonkinita (<i>Shonkinite</i>) y Sienita nefelinica (<i>Nepheline syenite</i>)
12 Monzosienita foidica (<i>Foid monzosyenite</i>)		Incluye a: Miaskita (<i>Miaskite</i>) y Monzonienita nefelinica (<i>Nepheline monzosyenite</i>)
DIORITOIDES / GABROIDES FOÍDICOS (FOID DIORITOIDS / GABBROIDS)		
Rocas dioríticas / gabroicas foidicas (Foid dioritic / gabbroic rocks)		
13 Monzodiorita foidica (<i>Foid monzodiorite</i>)	An< 50%	Incluye a: Essexita (<i>Essexite</i>)
Monzogabro foidico (<i>Foid monzogabbro</i>)	An> 50%	Incluye a: Essexita (<i>Essexite</i>)
14 Diorita foidica (<i>Foid diorite</i>)	An< 50%	Incluye a: Diorita nefelinica (<i>Nepheline diorite</i>)
Gabro foidico (<i>Foid gabbro</i>)	An> 50%	Incluye a: Gabro nefelinico (<i>Nepheline gabbro</i>), Theralita (<i>Theralite</i>) y Teschenita (<i>Teschenite</i>)
ROCAS FOÍDOLÍTICAS (FOIDOLITIC ROCKS)		
15 Foidolita (<i>Foidolite</i>)		Incluye a: Fergusita (<i>Fergusite</i>), Ijolita (<i>Ijolite</i>), Jacupirangita (<i>Jacupirangite</i>), Melteigita (<i>Melteigite</i>), Missourita (<i>Missourite</i>), Nefelinolita (<i>Nephelinolite</i>) y Urtita (<i>Urtite</i>)
16 Roca ultramáfica (<i>Ultramafic igneous rock</i>)	M > 90	Incluye a: Cortlandita (<i>Cortlandite</i>), Hornblendita (<i>Hornblendite</i>), Peridotita (<i>Peridotite</i>) y Piroxenita (<i>Piroxene</i>)

An: % de anortita en la plagioclasa

M: Índice de color

Tipos de rocas ígneas en función del contenido en sílice (A), el contenido en aluminio en proporciones molares (wt.% / Peso Molecular) (B), la alcalinidad (C) y otros criterios (D)

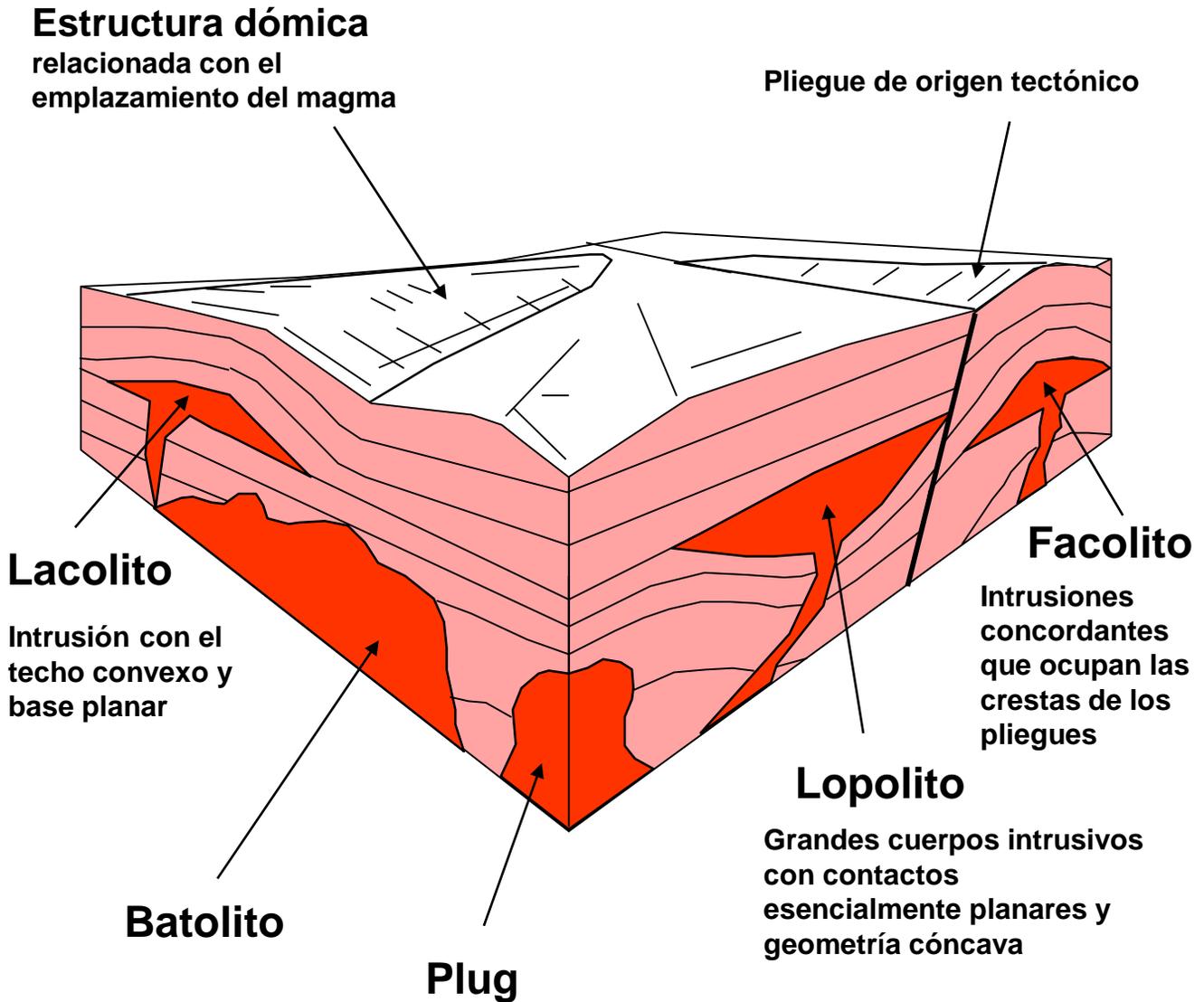
A) % SiO ₂	
Roca ácida <i>(Acidic igneous rock)</i>	> 66%
Roca intermedia <i>(Intermediate composition igneous rock)</i>	52 - 66
Roca básica <i>(Basic igneous rock)</i>	45 - 52
Roca ultrabásica <i>(Ultrabasic igneous rock)</i>	< 45

B) CONTENIDO EN ALUMINIO		
Roca peralcalina <i>(Peralkaline rock)</i>	Minerales ricos en álcalis y pobres en Al	$[Al_2O_3 / (K_2O+Na_2O+CaO)] < 1$ $[(K_2O+Na_2O) / Al_2O_3] > 1$
Roca metaluminosa <i>(Metaluminous rock)</i>	Feldespatos alcalinos	$[Al_2O_3 / (K_2O+Na_2O+CaO)] < 1$ $[(K_2O+Na_2O) / Al_2O_3] < 1$
Roca peraluminosa <i>(Peraluminous rock)</i>	Minerales pobres en álcalis y ricos en Al	$[Al_2O_3 / (K_2O+Na_2O+CaO)] > 1$ $[(K_2O+Na_2O) / Al_2O_3] < 1$

C) ALCALINIDAD		
Roca alcalina <i>(Alkaline rock)</i>	Subsaturada. Enriquecida en álcalis respecto a sílice. Feldespatoides, feldespato y anfíbol alcalinos	
Roca subalcalina <i>(Subalkaline rock)</i>	Saturada-sobresaturada. Hornblenda, ortopiroxeno, cuarzo	Roca toleítica <i>(Tholeiitic rock)</i> Roca calcoalcalina <i>(Calc-alkaline rock)</i>

D) OTROS CRITERIOS	
Roca sálica <i>(Salic rock)</i>	Sílice+silicatos aluminicos > silicatos ferromagnesianos + silicatos cálcicos
Roca ultrapotásica <i>(Ultrapotassic rock)</i>	$K_2O / Na_2O > 3$ $K_2O / Al_2O_3 > 0,8$

GEOMETRÍA DE CUERPOS ÍGNEOS INTRUSIVOS Y SU RELACIÓN CON LAS CAPAS EN LAS QUE INTRUYEN



Plutones: batolitos que tienen una extensión areal superior a 40 km²

Formaciones superficiales

Formación superficial. (Superficial deposit). Materiales de litología variable, aflorantes o subaflorantes, de espesor reducido, en general poco consolidados (aunque pueden presentar niveles compactados y cementados), derivados de los procesos exógenos continentales, actuales o recientes (cuaternarios y raramente anteriores). Hay algunos de origen submarino, en zonas de emersión reciente, y volcánico, debido a la removilización de materiales eruptivos.

Tipos de formaciones superficiales	<p>Formaciones superficiales de origen volcánico</p> <p>Formaciones superficiales de origen gravitacional (de laderas)</p> <p>Formaciones superficiales de origen fluvial y por escorrentía superficial</p> <p>Formaciones superficiales de origen glaciar y periglacial</p> <p>Formaciones superficiales de origen lacustre y endorreico</p> <p>Formaciones superficiales de origen eólico</p> <p>Formaciones superficiales de origen litoral</p> <p>Formaciones superficiales de meteorización química</p> <p>Formaciones superficiales poligénicas</p> <p>Materiales antrópicos</p>
---	--

Relación de formaciones superficiales, agrupadas por su morfogénesis, de acuerdo con Ángel Martín-Serrano et al. (2004).

MORFO- GÉNESIS	FORMACIONES SUPERFICIALES	
		EQUIVALENTES
ANTRÓPICA	Dique	
	Escombrera	
	Espigón	Rompeolas
	Malecón	
	Material antrópico consolidado	
	Material antrópico no consolidado	Depósito antrópico
	Pólder	
	Relleno	
	Salina	
	Vertedero	

MORFO- GÉNESIS	FORMACIONES SUPERFICIALES	EQUIVALENTES
VOLCÁNICA	Anillo de tobas	
	Campo de cenizas	
	Colada aa	Malpaís
	Colada en bloques	
	Colada de lava	
	Colada pahoehoe	Lava cordada
	Cono de lava	
	Cono de piroclastos	Cono de escoria Cono de cinder
	Cono de piroclastos alomado	Cabezo
	Cono de tobas	
	Cono litoral	
	Cono volcánico	
	Lahar	
	Maar	
	Volcán de barro	
GRAVITACIONAL (DE LADERAS)	Avalancha	Alud
	Avalancha de rocas	
	Canchal	
	Coluvión	
	Cono de derrubios	
	Derrubio	
	Deslizamiento	
	Flujo	
	Movimiento complejo	
	Talud de derrubios	
FLUVIAL Y POR ESCORRENTÍA SUPERFICIAL	Abanico aluvial	
	Albardón	Dique natural Levée
	Barra	
	Cono de deyección	
	Depósito aluvial	
	Depósito de arroyada	
	Depósito de cauce abandonado	
	Depósito de fondo de rambla torrencial	
	Depósito de fondo de valle	
	Depósito de llanura de inundación	
	Depósito de meandro abandonado	
	Depósito de terraza	
	Depósito fluvial	

MORFO- GÉNESIS	FORMACIONES SUPERFICIALES	
		EQUIVALENTES
GLACIAR Y PERIGLACIAR	Bloques erráticos	
	Cono proglaciar	
	Derrubio ordenado	
	Drumlin	
	Glaciar rocoso	Glaciar de roca
	Kame	
	Manto proglaciar	Depósito proglaciar
	Mar de bloques	Campo de rocas
	Morrena	
	Morrena central	
	Morrena de fondo	
	Morrena de nevero	Morrena de nevé
	Morrena frontal	Morrena terminal
	Morrena lateral	
	Río de bloques	
	Terraza proglaciar	Terraza de kame
	Till	
	Tillita	
	Vertiente de bloques	
LACUSTRE Y ENDORREICA	Depósito de área pantanosa	
	Depósito de laguna	Depósito lagunar
	Depósito endorreico	
	Depósito endorreico con salinización superficial	Depósito de playa salina
	Terraza lacustre	
	Turbera	
EÓLICA	Barján	
	Campo de dunas	
	Campo de dunas con vegetación	
	Campo de dunas fósiles	Campo de dunas inactivas / fijadas
	Cordón de dunas	
	Duna	
	Duna activa	
	Duna fijada	Duna inactiva
	Duna longitudinal	
	Duna parabólica	
	Duna rampante	Duna trepadora
	Duna transversa	
	Loess	
	Manto eólico	Manto de arena

MORFO- GÉNESIS	FORMACIONES SUPERFICIALES	EQUIVALENTES
LITORAL	Abanico de arena	
	Barra litoral	Barra de arena
	Construcción biogénica	
	Cordón litoral	
	Delta	
	Depósito de albufera	Depósito de laguna costera
	Depósito de estuario	
	Depósito de frente deltaico	
	Depósito de llanura de marea	Depósito de llanura mareal
	Depósito de llanura deltaica	
	Depósito de marisma	
	Depósito de marisma alta	Depósito de schorre
	Depósito de marisma baja	Depósito de slikke
	Duna costera	
	Flecha litoral	
	Playa	
	Terraza marina	
POR METEORIZACIÓN QUÍMICA	Alterita	Depósito residual
	Arcilla de descalcificación	Terra rossa
	Arcilla residual	
	Bauxita	Laterita aluminica
	Calcreta	Caliche Costra calcárea
	Caolín	
	Duricreta	Costra
	Ferricreta	
	Gore	
	Grus	Lehm granítico
	Laterita	
	Laterita férrica	
	Regolito	
	Saprolito	
	Silcreta	
	Suelo	Pedolito
	Terra fusca	
	Travertino	Caliza travertínica Toba calcárea
	POLIGÉNICA	Dep. de fondo de valle de origen mixto
Depósito poligénico		
Glacis de cobertera		Depósito de piedemonte
Glacis de vertiente		Glacis de acumulación
Raña		Glacis coluvial