

LOS GEÓLOGOS EN LOS YACIMIENTOS PALEONTOLÓGICOS

Luis LUQUE RIPOLL

Doctor en geología. Fundación Dinópolis

La geología aplicada a la paleontología es la ciencia que estudia el medio en el que se incluyen los fósiles, es decir, las rocas, con el fin de desvelar los procesos que llevaron a la formación de los yacimientos y su posterior evolución a lo largo del tiempo geológico. En este sentido, el trabajo del geólogo debe cumplir tres “misiones” principales: conocer el contexto geológico del yacimiento, determinar el ambiente de formación y deducir la edad del mismo. El presente artículo complementa otro anterior en el que se detallaban los medios de sedimentación donde con mayor frecuencia se forman los fósiles y los tipos de rocas que se forman en ellos (Luque, 2010).

Primera misión del geólogo; determinar el contexto geológico del yacimientos

El trabajo de campo básico trata de reconocer las facies en que se encuentra el yacimiento y describirlo en términos de litología, geometría de las capas, estructuras sedimentarias, textura de los sedimentos y otros rasgos que permitan su definición. Puede que se trate de la primera vez que se estudian esas capas, pero lo habitual es que ya existan trabajos previos en la zona. Como sería absurdo repetir el trabajo de otros, una de las primeras cosas que se deben hacer es revisar los estudios geológicos anteriores del área.

Datos previos documentos y mapas

Con respecto a España, casi toda la superficie del país está estudiada desde el punto de vista geológico, al menos de forma general y a una escala cartográfica de 1:50.000 o más. La información básica, a falta de publicaciones específicas de la zona, se encuentra en los Mapas Geológicos Nacionales (MAGNA) de los cuales una buena parte está a la mencionada escala, que es suficiente para ubicar un yacimiento con precisión (Fig. 1). Una vez ubicado cartográficamente, gracias al MAGNA podemos conocer aproximadamente la edad de las rocas en las que se incluye. Muchas de estas memorias fueron parte de Tesis Docto-

rales de sus autores, por lo que a veces resulta difícil acceder a la información original, ya que o no está publicada o el trabajo se dividió en varias publicaciones independientes. Sin embargo, consultando la Memoria Explicativa del mismo mapa podremos conocer más detalles sobre las facies descritas y si éstas pertenecen a alguna unidad estratigráfica en concreto. De hecho, muchas de las unidades estratigráficas se describieron inicialmente en este proyecto.



Fig. 1: mapa Geológico de España (IGME).

Trabajo de campo

Con o sin información geológica previa es necesario acudir al campo y revisar la zona, no

sólo en el yacimiento en concreto sino en todo el afloramiento y otros que sirvan para ubicarlo en su contexto geológico. Ubicarlo quiere decir saber situarlo entre las demás capas, unidades o facies circundantes y determinar si es más antiguo, más moderno o contemporáneo a otros o bien si existen cambios laterales de facies, si ha sido desplazado por algún accidente tectónico (fallas, pliegues), si pertenece a alguna unidad estratigráfica conocida, etc.

Ubicar el yacimiento en una unidad conocida o crear una nueva

Si el yacimiento pertenece a alguna unidad conocida habremos avanzado mucho, porque definir una unidad (grupo, formación, miembro) obligaría al autor a describirla litológicamente, interpretar el ambiente de formación, situarla en la evolución general de la cuenca y aportar una edad contrastada de la misma. Si contamos con esto, con mayor o menor precisión, nos será una aportación fundamental al contexto geológico.

En el caso de que consideremos que esas facies están sin describir y que nadie ha definido una unidad estratigráfica en la que se pueda incluir nuestro depósito será necesario realizar más trabajo e intentar aclarar nuestras dudas en el campo.

El primer paso es ubicar el yacimiento en las facies, es decir, ver en qué capa se encuentra, cómo son las capas que tiene por encima y por debajo y si éstas cambian lateralmente. Debemos observar las características de las rocas y ver cuanto espesor (potencia) de sedimentos son parecidos a los que tenemos en el yacimiento. Cuando encontremos los límites superior e inferior del depósito debemos fijarnos en cómo son éstos (¿netos, graduales, erosivos?). A simple vista, por la experiencia, ya podremos intuir cuáles son los medios de sedimentación que dieron lugar al depósito del yacimiento y a las unidades que vemos por encima y por debajo, sirviéndonos de datos como la descripción de medios de sedimentación descritos en el artículo anterior (Fig. 2).

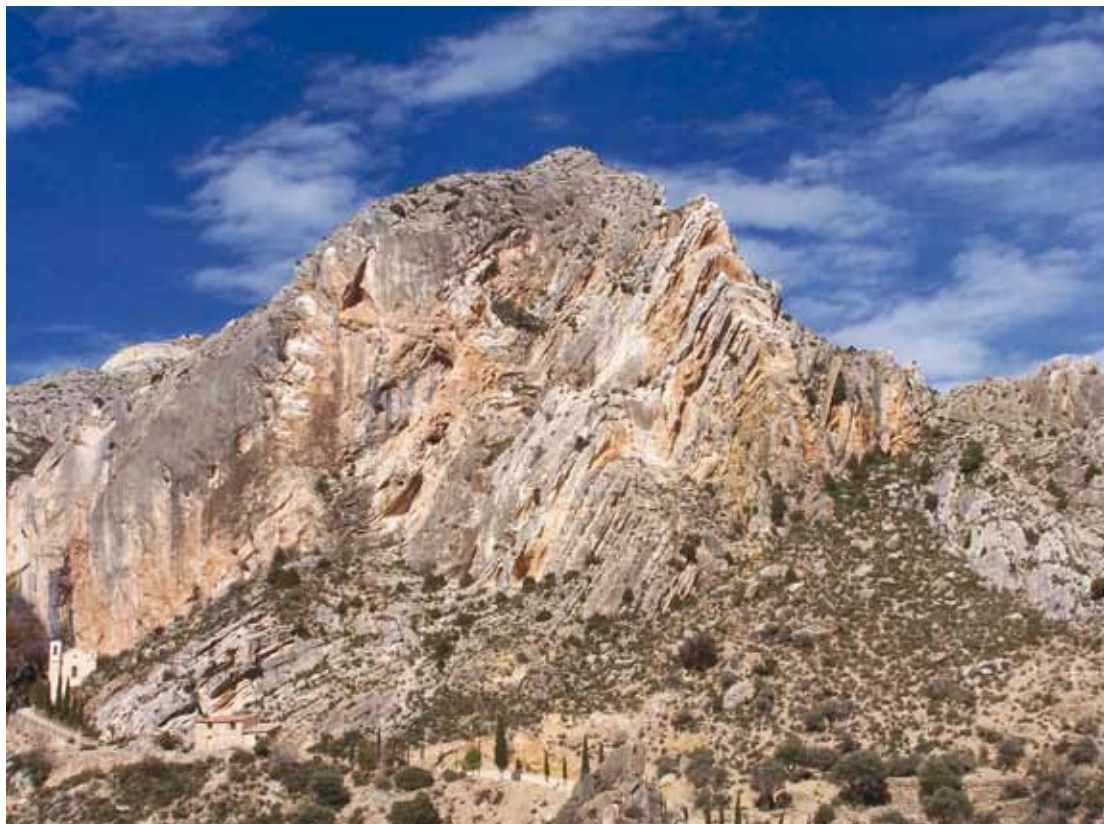


Fig. 2: relieves calizos ricos en fósiles de invertebrados de la provincia de Teruel.

Plasmarlo simplificando la información: la columna estratigráfica

Toda la información que observemos en el campo debe quedar plasmada en nuestro cuaderno. Para ello es necesario simplificarla y evitar datos superfluos que sólo pueden llevar a confusión y que a menudo se pueden encontrar en depósitos muy diferentes. El método más utilizado es realizar una columna estratigráfica.

La columna estratigráfica debe representar de forma sencilla y clara las capas que observamos (Fig. 3): su espesor, su geometría, su litología, sus estructuras internas, su textura, la presencia o no de fósiles, los rasgos que indiquen direcciones de corriente, paleosueños, mineralizaciones, deformaciones, si hay bioturbación (alteración del sustrato por organismos) u otros fenómenos postdeposicionales (nódulos, costras minerales, rizocreciones, etc.).

Para ello, una vez calculada la potencia total de los sedimentos que queremos representar (que debe incluir el techo de la unidad inferior y el muro de la unidad superior) dibujamos una línea vertical dividida en segmentos que representan, normalmente, un metro de espesor. Después vamos dibujando de abajo a arriba o de arriba abajo las capas, apiladas unas encima de otras con su espesor proporcionado. La anchura de cada una de esas capas depende de su dureza y/o del tamaño de grano. Capas muy duras como una caliza o una colada de lava serán más anchas que una de margas o arenas. Una capa de conglomerado, con grano muy grueso, será más ancha que una de arena o de limo. Si la capa muestra una tendencia en el tamaño de grano en su interior se representará con una anchura cambiante, por ejemplo si en la base hay cantos gruesos y en el techo arenas finas, será más ancha en la base que en el techo. A todo esto ayuda marcar unas líneas suaves verticales indicando el alcance de cada tipo de litología. La forma de

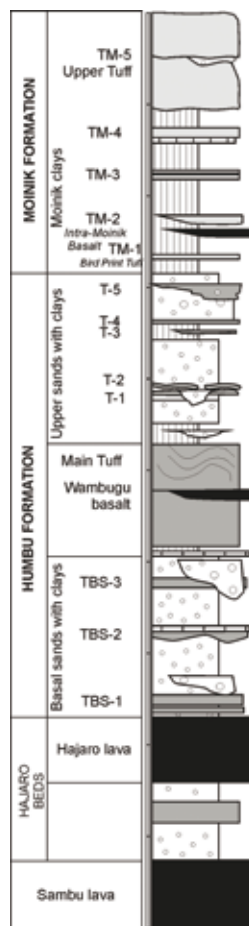


Fig. 3: columna estratigráfica de las formaciones fósilíferas del Grupo Peninj (Tanzania) con indicación de las capas volcánicas. Las capas más resistentes o de grano más grueso son más anchas que las de grano más fino o más blandas.

la capa también se representa de forma general (si es una cuña, un lentejón, tableada, una duna convexa en la parte superior...) y el tipo de contacto inferior y superior (si hay erosión en la base se dibuja una línea claramente alabeada, por ejemplo). Las estructuras internas como laminaciones se dibujan en la columna. Cada capa estará rellena además por una trama que indica la litología. Las tramas más utilizadas son círculos y elipses para los conglomerados, punteado para las arenas, rayas para las arcillas, rayas y puntos para los limos, ladrillos para las calizas y uves invertidas para los yesos y sales.

La línea vertical que indica la escala en metros también es una referencia del tiempo, ya que transcurre desde la parte baja hacia arriba. Este es un método visual claro que permite entender la secuencia de sucesos geológicos que han dado lugar al depósito total.

Es muy importante realizar columnas estratigráficas no sólo en la zona del yacimiento sino en tantos afloramientos como sea posible, ya que esto permitirá observar si hay cambios laterales de facies e interpretar el paleoambiente con más detalle. Relacionar las columnas mediante líneas que unen cambios o capas particulares es lo que se denomina correlacionar y permite unir realmente líneas de tiempo, es decir, momentos del tiempo geológico en los que ocurrió algún evento (una erupción volcánica, un retroceso marino, un cambio de clima, etc.) (Fig. 4). Si gracias a este trabajo identificamos la unidad estratigráfica a la que pertenece el yacimiento habremos identificado su ambiente sedimentario, los cambios laterales del paisaje en el momento de su formación y su edad aproximada.

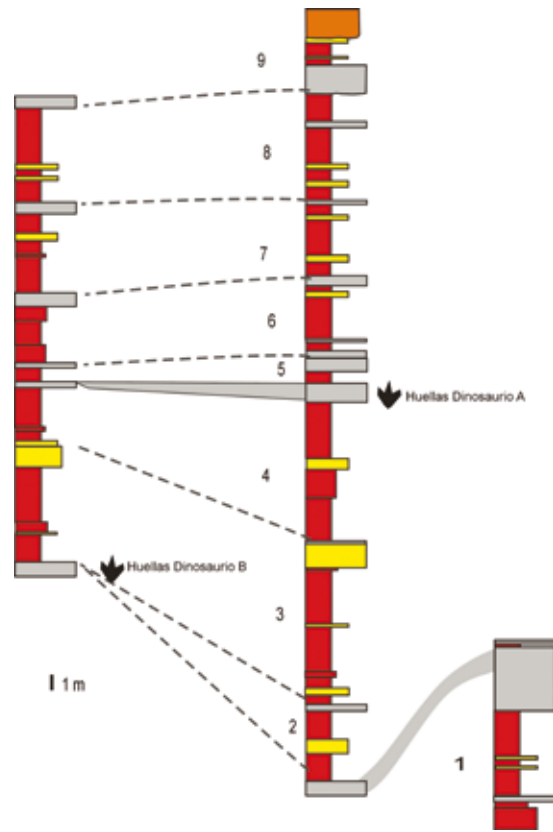


Fig. 4: correlación entre columnas estratigráficas de la misma formación pero distantes varios kilómetros. En este caso sirve para correlacionar las diferentes secuencias sedimentarias y ubicar de forma relativa dos yacimientos de huellas de dinosaurios.

Segunda misión: entender la formación del yacimiento y su paleoambiente

Una vez conocido el contexto geológico del yacimiento ya contamos con una idea general sobre el medio de sedimentación y la edad del mismo. Sin embargo, muchas veces no es suficiente con saber qué tipo de facies es a la que pertenece sino que necesitamos concretar más sobre el origen del yacimiento ¿Cómo se formó? ¿Cómo era el paisaje? ¿Cómo se acumularon los restos? ¿Son representativos del ecosistema o han sido transportados? Dentro de esa facies ¿En qué medios se producen los fósiles, cuáles son los más favorables? ¿Podemos esperar encontrar más en medios semejantes? Para ello es necesario realizar una descripción minuciosa del yacimiento y, en muchas ocasiones, aplicar técnicas analíticas que pueden aportar nueva información a la observación de campo.

Descripción del yacimiento

Lo primero que necesitamos en el trabajo de campo sobre el yacimiento es determinar si el yacimiento está in situ, es decir, en la capa en que se acumularon inicialmente los restos. Los restos aislados o en superficie pueden ser muy interesantes en sí mismos pero no aportan ninguna información sobre el yacimiento. Una vez localizada la capa original podemos empezar a trabajar.

La siguiente observación sería conocer cuántas capas ocupa el yacimiento o si éste se encuentra en el contacto entre dos capas. Esto nos ayudará a definir el medio en que se encuentra. Por ejemplo, unos fósiles formados sobre un contacto erosivo indicarán que han venido arrastrados como consecuencia de una erosión previa y por lo tanto “pertenecen” a la capa anterior (suponiendo que sepamos a cuál) y no al lugar donde los hemos encontrado (Fig. 5).

Lo siguiente será realizar una sección estratigráfica del yacimiento con mucho detalle. Sería como hacer una columna pero de todo el yacimiento, para poder apreciar mejor cuál es la forma de las capas y sus contactos (Fig. 6). Normalmente unos pocos metros de longitud y de altura es suficiente, siempre que conozcamos bien el contexto por el trabajo anterior. En estas secciones se dibuja simplificando toda la información relevante para el estudio del yacimiento y utilizando símbolos y tramas de la misma forma que en la columna estratigráfica, indicando litología, estructuras de las capas, texturas de los sedimentos, orientación de los cantos, lugar donde aparecen los fósiles, puntos donde se han tomado muestras, etc.

Lo siguiente será realizar una sección estratigráfica del yacimiento con mucho detalle. Sería como hacer una columna pero de todo el yacimiento, para poder apreciar mejor cuál es la forma de las capas y sus contactos (Fig. 6). Normalmente unos pocos metros de longitud y de altura es suficiente, siempre que conozcamos bien el contexto por el trabajo anterior. En estas secciones se dibuja simplificando toda la información relevante para el estudio del yacimiento y utilizando símbolos y tramas de la misma forma que en la columna estratigráfica, indicando litología, estructuras de las capas, texturas de los sedimentos, orientación de los cantos, lugar donde aparecen los fósiles, puntos donde se han tomado muestras, etc.

Análisis de laboratorio

Muchas veces en el mismo campo podemos determinar el tipo de roca que estamos observando, pero siempre de un modo muy general. Las técnicas analíticas nos pueden aportar mucha más información, así que es frecuente tomar muestras para hacer láminas delgadas, por ejemplo, o para realizar una difracción de rayos X, análisis granulométricos, levigados u observaciones con microscopio electrónico.

La difracción de rayos X se basa en el hecho



Fig. 5: corte de campo con fósiles en la base de un depósito fluvial que indica que han sido transportados o resedimentados antes del enterramiento.

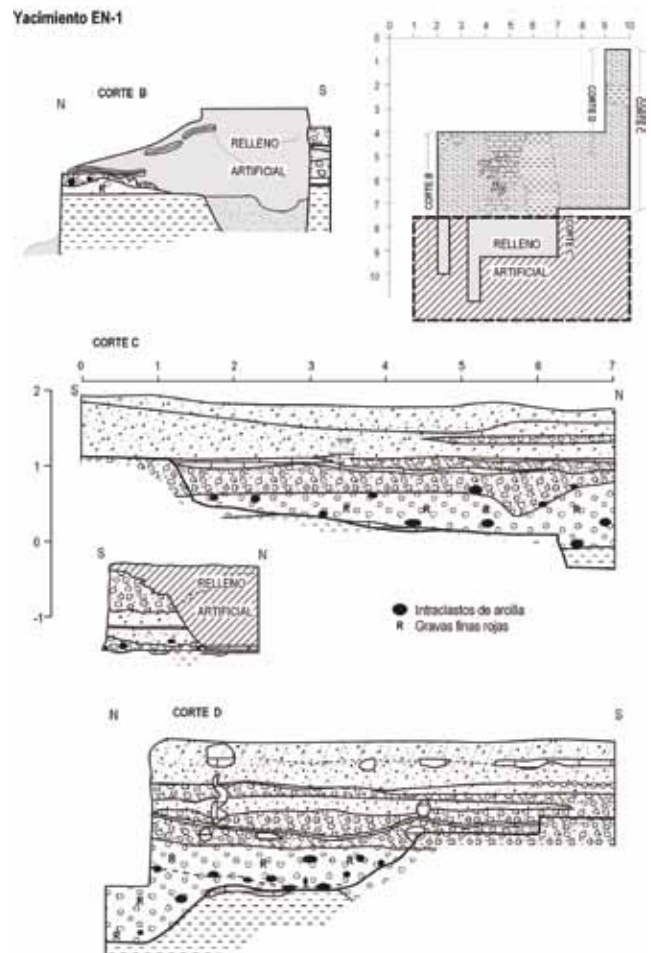


Fig. 6: corte del yacimiento EN-1 en Peninj (Tanzania). Los cortes estratigráficos aportan la misma información que las columnas pero consisten en un dibujo a escala de los perfiles del yacimiento.

de que cuando inciden rayos X sobre un cristal mineral, dependiendo de cuál sea éste, el rayo refractado toma un ángulo u otro. En realidad esto es más complicado, claro, porque son varios rayos de distintas intensidades y algunos pueden confundirse, pero constituye un medio muy fiable para conocer no la composición química sino la composición mineralógica. Para ello se pulverizan varios gramos de muestra y se introducen en el difractómetro que nos ofrece un gráfico con un conjunto de picos entre los que hay que diferenciar los distintos minerales mediante la comparación con unas “fichas” informatizadas (Fig. 7).

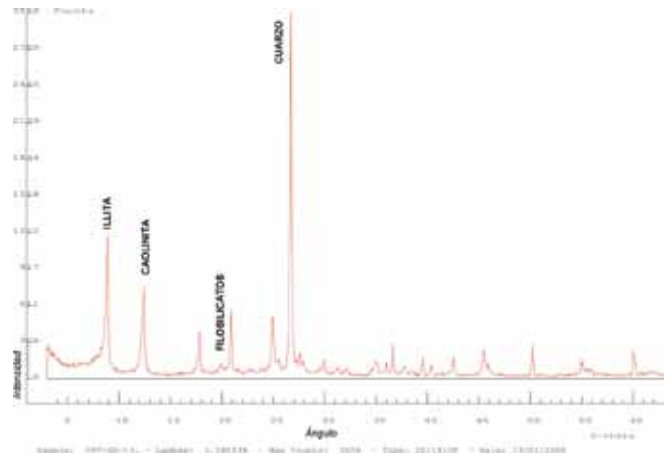


Fig. 7: difractograma indicando los picos principales de algunos minerales presentes en la muestra.

Las láminas delgadas sirven para conocer, a través del microscopio, no sólo los minerales sino también la microestructura de las rocas (a lo que se llama micromorfología cuando hablamos de sedimentos en yacimientos) o la presencia de microfósiles, por ejemplo (Fig. 8). Para ello se toma una muestra del tamaño de un puño que luego se corta hasta dejar una pequeña “pastilla” de unos 4x2 cm de superficie y menos de 1 cm de grosor. Una de las caras se pule, se adhiere a ella un portaobjetos de cristal y mediante máquinas de precisión o a mano se va desbastando el otro lado (la roca) hasta conseguir que tenga un espesor de unas pocas micras. En esas condiciones, al observarla mediante un microscopio petrográfico (que tiene la peculiaridad de tener varios filtros polarizadores) cada mineral ofrece unos colores, forma y relieve diferentes, especialmente si cambiamos la dirección de la luz girando la pletina del microscopio. La cantidad de información que se puede obtener a partir de una lámina delgada es sorprendente.



Fig. 8: lámina delgada de sedimentos arenosos, a la izquierda, y lámina delgada de una sección de un hueso de dinosaurio (obsérvese la estructura ósea conservada y la mineralización de los huecos).

Conocer la granulometría, es decir el tamaño de los granos de un sedimento y su distribución, nos aporta información sobre el origen de los sedimentos y la energía del medio. Cuando se toman varias muestras a lo largo de una sección puede servir para conocer una “tendencia”. Por ejemplo, si un abanico aluvial o un delta estaba avanzando (aumento del granos gruesos hacia techo) o retrocediendo (aumento de finos). La granulometría se pue-

de hacer mediante baterías de tamices o con aparatos electrónicos, que pueden medir la muestra con láser.

Encontrar microfósiles en un yacimiento paleontológico puede ser una clave del éxito de una campaña, ya que aportan una enorme cantidad de información sobre el medio de sedimentación y la edad del yacimiento. Existen dos técnicas principales para obtenerlos: si la roca es dura (como la caliza, una arenisca cementada o la dolomía), se realizarán láminas delgadas como hemos mencionado antes y si la roca es disgregable (arcillas, margas o arenas) se seca, se lava en agua pasándola por tamices finos (con un tamaño de luz de entre 0,5 mm y 0,063 mm, dependiendo de lo que

busquemos) y, una vez seca de nuevo, se separan los fósiles mediante una lupa. La fracción resultante es el levigado de la muestra y contiene a los microfósiles (Fig. 9).

El microscopio electrónico es una opción muy útil cuando queremos observar la presencia de elementos realmente pequeños, como plancton, bacterias, algas diatomeas o cualquier tipo de microfósil (dientes, carófitas, etc.) o microcristales minerales (Fig. 10). El microscopio electrónico funciona de forma parecida a un radar, ya que posee un filamento que emite electrones que rebotan en los objetos y luego interpreta la señal recibida. Cuando choca frontalmente ofrece tonos claros y si golpean oblicuamente, cada vez más oscuros, dando sensación de relieve. Esa es la razón por la que los microscopios electrónicos sólo tienen imágenes en blanco y negro. Para mejorar la calidad de la imagen las piezas se suelen cubrir con una finísima capa de oro que hace que la muestra sea más conductiva para los electrones.

Todos estos medios analíticos y de campo permiten describir detalladamente los sedimentos del yacimiento e interpretar su origen.

Las claves del paleoambiente

Conociendo la estructura y la textura de las capas del yacimiento, su composición mineralógica y química, la micromorfología, la granulometría y la presencia o no de microfósiles tenemos mucha información sobre el ambiente en que se formó el yacimiento. Sólo tendríamos que aplicar a la inversa la información que expusimos en el trabajo anterior (Luque, 2010) sobre los medios de sedimentación y la fosilización. Por ejemplo, si los fósiles están en una caliza compacta, acompañados de corales y carbonatos laminados (algales) con abundantes foraminíferos bentónicos muy diversos se habrá formado en un arrecife, si los fósiles están dispersos en una capa de areniscas con base erosiva y entre capas de arcillas, será un canal fluvial que los ha arrasado, etc.



Fig. 9: levigado de una muestra de arena del Plioceno de Huelva una vez lavada y tamizada.

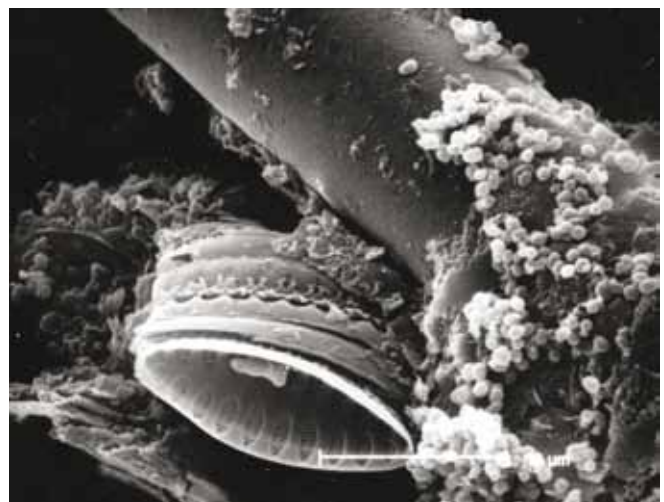


Fig. 10: imagen de microscopio electrónico de los sedimentos que envuelven a un fósil de *Rana pueyoi* (Libros, Teruel). Se observan una espícula de esponja, algas diatomeas y un gran número de bacterias fosilizadas. La barra indica 10 micras.

Tercera misión: determinar la edad del yacimiento

En muchas excavaciones el geólogo aporta poco al conocimiento de la edad del yacimiento, ya que la mayoría de las veces esta información proviene de los fósiles encontrados o de la asignación a unidades estratigráficas de las que se conoce la edad. Sin embargo, es importante cuando carecemos de fósiles guía y es necesario hacer una correlación con unidades conocidas mediante el estudio de su contexto geológico, del que hemos tratado anteriormente. El atribuir una edad concreta,

en miles o millones de años directamente a un yacimiento es un hecho más bien poco común, ya que debe poseer unas condiciones muy particulares que permitan la aplicación de técnicas analíticas muy complejas.

Las dataciones se dividen en relativas y absolutas. Las técnicas de datación absoluta, son aquellas que nos van a aportar una edad numérica, en miles o millones de años, basándose en procesos físico-químicos, mientras que las dataciones relativas aportan una edad basándose en la correlación de la fauna con

otros yacimientos cuya edad ya se conoce. Así, se han creado una serie escalas bioestratigráficas, que son escalas de tiempo en las que cada unidad (biozona) se caracteriza por la presencia de una o varias especies particulares (Fig. 11). Los fósiles guía son aquellos que definen claramente la existencia de una biozona y deben ser organismos con una amplia dispersión geográfica, abundantes y con un periodo de existencia en el tiempo geológico reducido para que sean muy precisos y útiles.

MILLONES DE AÑOS	SYSTEM	SERIES	STAGES	CONODONTS				GRAPTOLITES			
				N AMERICAN MIDCONTINENT	N ATLANTIC	ARGENTINE PRECORDILLERA	NW ARGENTINA	N AMERICA	BALTOSCANDIA	ARGENTINE PRECORDILLERA	NW ARGENTINA
440	ORDOVICIAN	UPPER	ASHGILL	shatzeri	ordovicicus			persculptus		persculptus	
				divergens				extraordinarius		extraordinarius	
				grandis				pacificus			
							omatus		omatus		
							complanatus	complanatus	complanatus		
							mantoulinensis	linearis			
							pygmaeus				
							spiniferus				
							rebutatus	superbus			
							vellouspis				
				contluens							
				tenuis							
				undatus	ivaerensis	alobatus	ivaerensis				
				compressa							
				quacindactylus							
				aculeatis							
				sweetii							
				anserinus		anserinus					
				friendsvillensis	serra	serra					
				polonicus	suecicus	suecicus					
				holodontata	pseudocianus						
				sinuosa	variabilis	variabilis					
				altitrons	navis	navis					
				flabellum/laevis	triangularis	laevis					
				andinus	evae	evae					
				communis	elegans	elegans					
				deltatus/costatus	proteus	proteus					
				cianae	deltifer	deltifer					
				low diversity man.	pristinus						
				manitouensis							
				angulatus	angulatus	angulatus					
				fluctivagus							

Fig. 11: bioestratigrafía y biozonas de conodontos y graptolites para el Ordovícico

Dataciones absolutas

Existen un buen número de técnicas de datación absoluta y la mayoría de ellas se basan en procesos químicos. Estos métodos raramente se aplican sobre los fósiles sino que suelen hacerse sobre muestras de roca, por lo que el papel del geólogo resulta fundamental en este caso.

Técnicas isotópicas

Las técnicas más precisas hasta ahora son las llamadas técnicas isotópicas, porque trabajan sobre isótopos de elementos químicos que, por sus características atómicas cambian a lo largo del tiempo a una tasa constante. Los isótopos en sí son variedades de un mismo elemento en las que cambia su masa atómica pero no su número atómico, es decir, cambia el número de neutrones del átomo, pero no el de protones o electrones. Por ejemplo, el Carbono tiene tres isótopos: el ^{12}C que constituye casi el 99% de los carbonos del universo, el ^{13}C , que es el 1,1% y el ^{14}C (Carbono 14) que constituye menos del 1%. Los isótopos pueden ser estables o inestables (radiactivos), según permanezcan en la misma proporción durante tiempo indefinido o si van cambiando a lo largo del tiempo, respectivamente. Así, el ^{12}C y el ^{13}C son estables, mientras que el ^{14}C es inestable. Los isótopos estables se emplean para muchas cosas, como determinar cambios del clima (los isótopos del oxígeno: el ^{18}O pesado y abundante en el hielo pero más escaso en la atmósfera en épocas frías o glaciales y otro más ligero y proporcionalmente más abundante en los mismos momentos, el ^{16}O) o la dieta de los animales y el tipo de vegetación (isótopos de carbono y nitrógeno incorporados al esqueleto de los animales o a los suelos: $\delta^{13}\text{C}$ o proporción isotópica entre ^{13}C y ^{12}C y $\delta^{15}\text{N}$ o proporción isotópica entre ^{15}N y ^{14}N). Sin embargo, para datar se emplean los inestables, ya que se conoce a qué velocidad se transforman (tasa de desintegración) y cuánto isótopo había al principio de formarse la roca (por comparación con sus isótopos estables, ya que la proporción al

inicio es universal y éstos no han cambiado). Así, conociendo cuánto isótopo queda en la muestra (isótopo hija, de *daughter* en inglés) y aplicando una fórmula relativamente sencilla se puede deducir cuánto tiempo ha pasado desde entonces. El tiempo transcurrido desde que cualquier cantidad del isótopo se reduce a la mitad se denomina "media vida" (*half-life*). Aquí presentamos algunas de las técnicas de datación absoluta con isótopos o técnicas radiométricas más frecuentes.

Técnicas radiométricas

^{14}C . El carbono 14 es el método más conocido de datación, ya que se emplea mucho en arqueología. Sin embargo su uso en paleontología es limitado, porque se desintegra muy rápidamente, tanto que no se puede medir a partir de unos 40.000 a 60.000 años. El carbono 14 es el isótopo radiactivo del carbono 12, el más común con diferencia, y tiene una media vida de 5.730 años. El isótopo ^{14}C se origina por el bombardeo de rayos cósmicos sobre el ^{14}N en la atmósfera y a su vez se continúa desintegrando para convertirse de nuevo en nitrógeno. Estos átomos radiactivos de carbono se incorporan en el CO_2 del aire y éste es absorbido por las plantas durante la fotosíntesis o se incorpora al agua. Así, tanto las plantas, como los animales que se las comen o los organismos que construyen sus esqueletos (conchas o huesos) a partir de las sustancias químicas disueltas en el agua incorporamos ese carbono radiactivo a nuestro cuerpo. Durante la vida de los organismos el carbono se va renovando, pero al morir esta renovación termina y comienza la cuenta atrás de la desintegración, poniendo a 0 el reloj. Existen dos formas de conocer la edad Carbono 14, una es el método tradicional que mide cuánta radiación emite la muestra y así calcula el carbono contenido y la otra, llamada AMS (Accelerator Mass Spectrometry) que mide la cantidad átomos que tiene la muestra. La segunda necesita muy poca muestra y es realmente precisa, pero también proporcionalmente cara.

Potasio/Argón (^{40}K - ^{39}Ar): El método potasio/argón se hizo muy popular por su utilidad para datar los yacimientos de homínidos africanos. Esto era posible porque el alcance del análisis es de miles de millones de años y porque se mide sobre minerales ígneos (volcánicos y plutónicos), material abundante en las cuencas del Este de África (capas de ceniza y coladas de lava) (Fig. 12). Se basa en la desintegración del isótopo ^{40}K , que se convierte tanto en Calcio 40 como en Argón 40. Como, a diferencia del Calcio, todo el ^{40}Ar que se encuentre en la roca es producto de la desintegración del potasio, se utiliza este segundo producto. La media vida o constante de desintegración del ^{40}K es de 1.250 millones de años (Ma), pero los avances tecnológicos permiten medir edades tan recientes como 1.000 años. Otra variedad del método es el Argón/Argón ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$), en este caso se bombardea la muestra con neutrones en un reactor nuclear para producir artificialmente el Argón 39 que se emplea de la misma manera, pero disminuye el riesgo de contaminación de la muestra (hay que tener en cuenta que el argón es un gas y por lo tanto tiende a “huir” o a incorporarse en otras capas). La cantidad de isótopo se mide en un espectrómetro de masas.



Fig. 12: capas de cenizas volcánicas útiles para la datación con el método Potasio/Argón en el yacimiento FLK-Zinj en Olduvai (Tanzania). EN la imagen la Toba IF.

Series de Uranio: El elemento radiactivo por excelencia es el Uranio. Existen varios isótopos radiactivos del uranio y todos siguen una compleja cadena de desintegración, es decir, no se convierten directamente en un isótopo estable, sino que se transforman en otro inestable que a su vez se desintegra en otro y así sucesivamente. Cada nuevo isótopo tiene su propia constante de semidesintegración. El isótopo estable final es el plomo. Los isótopos más empleados son el ^{238}U y el ^{235}U , mediante el análisis de dos cadenas de desintegración la que lleva del ^{238}U al ^{206}Pb y la que se inicia con el ^{235}U y llega al ^{207}Pb . La primera tiene

una media vida de 4.500 Ma y la segunda de 713 Ma. De la primera se hace a menudo un cálculo parcial, sólo del “tramo” $^{238}\text{U}/^{230}\text{Th}$ (Uranio/Torio) que permite datar muchos restos arqueológicos y paleontológicos cuaternarios. Otra serie que se extrae es la del $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ (plomo/plomo) aplicable a rocas muy antiguas y más raramente el ^{231}Pa (Paladio 231). La muestra se analiza en un espectrómetro de masas y el uranio o sus productos se pueden encontrar sobre todo en minerales ígneos y metamórficos, pero también en carbonatos y fosfatos (Fig. 13).



Fig. 13: los espeleotemas como estos (estalactitas, estalagmitas y costras calcáreas) son susceptibles de ser datados mediante las Series de Uranio

Técnicas radiogénicas

Éstas técnicas se basan en el efecto de la radiactividad dentro de la estructura de los minerales, ya que ésta queda modificada por la acción de la desintegración de los átomos de forma “proporcional” al tiempo transcurrido.

Trazas de fisión

Éste método se basa en el hecho de que la fisión del uranio a lo largo del tiempo dentro de los minerales graba unas trazas microscópicas que pueden ser observadas, medidas y contadas en un laboratorio. La fisión del átomo de uranio es espontánea y genera tal energía que da lugar a una marca en el cristal donde se encuentra. Como la fisión (desintegración) del uranio sigue un ritmo constante, la cantidad de estas trazas es proporcional al periodo de tiempo transcurrido desde que se enfrió/solidificó el mineral. Conociendo la concentración de uranio de la muestra y la densidad de trazas de fisión espontánea se puede deducir la edad del cristal. Para contar las trazas se puede usar un microscopio petrográfico normal (1000 aumentos), pero la muestra debe haber sido irradiada previamente en un reactor nuclear. Este método alcanza desde 100 años hasta más de 1000 millones, dependiendo del mineral y sus condiciones. Su principal finalidad es la arqueología, la geotermocronología, el volcanismo o la geoquímica y los materiales más empleados son minerales relativamente raros como el circón, el apatito o la esfena, aunque también la mica, los vidrios naturales o la cerámica.

Termoluminiscencia (TL) y Luminiscencia óptica (OSL)

La termoluminiscencia se basa en la capacidad de algunos minerales de emitir luz cuando se les aplica una temperatura elevada u otra fuente luminiscente. La radiación producida por los elementos radiactivos que se encuentran en el interior de los minerales da lugar a la excitación de electrones que saltan de sus órbitas y quedan atrapados en la pro-

pia estructura cristalina, generalmente en sus imperfecciones. Mientras están expuestos a la luz solar (radiación al fin y al cabo) los electrones son liberados de estas trampas, pero una vez que los minerales quedan enterrados, por ejemplo al formarse un yacimiento, solamente se produce acumulación de los electrones en su estructura y no recolocación, poniéndose el reloj radiométrico a 0. Si los electrones son excitados de nuevo artificialmente emiten luz, cuya intensidad varía en función del número de ellos, lo que es proporcional a la cantidad de elementos radiactivos que tenga y al tiempo transcurrido desde su enterramiento. La Luminiscencia óptica (OSL) se basa en el mismo principio pero en vez de aplicar calor aplica otra fuente de luz. Este método no es especialmente preciso, pero se utiliza a menudo en arqueología, paleontología y geología del Cuaternario. Los sedimentos más útiles son aquellos ricos en cuarzo y feldespato, cerámicas, tejas y sílex o los minerales anteriores que hayan sido calentados al fuego. Su rango de edad mide desde cientos de años hasta 500.000 años. Las muestras se extraen en tubos cerrados para evitar que les afecte la luz (Fig. 14).



Fig. 14: para obtener edades mediante termoluminiscencia o Luminiscencia óptica es necesario medir previamente la radiactividad del sedimento. En este caso el especialista canadiense Jack Rink toma medidas en sedimentos del Pleistoceno Superior del lago Eyasi (Tanzania).

Resonancia de espín electrónico

La ESR se utiliza para determinar la cantidad de radiación acumulada en un material sólido. Ésta radiación da lugar a pares de electrones que quedan atrapados dentro de la estructura cristalina pero “fuera de sitio”, normalmente en las irregularidades o defectos del cristal. Como los electrones tienen carga negativa, quedan sus huecos con carga positiva. El método actúa mediante un espectrómetro de ESR y un medidor de la resonancia capaz de determinar la cantidad de espines desaparejados. Esta cantidad es proporcional al tiempo transcurrido desde la formación del cristal o que éste sufriera unas condiciones extremas de temperatura o presión. Los cristales que pueden datarse mediante este método son cuarzo, sílex, calcita o productos orgánicos como el esmalte dental o el carbonato de corales, conchas o cáscaras de huevo. El alcance de la técnica ESR abarca desde pocos cientos de años hasta 1 millón de años y se emplea en paleontología del Cuaternario, arqueología o geotectónica.

Biológicas

Existen pocos procesos orgánicos que ocurran a un ritmo constante de forma que sirvan para determinar el tiempo pasado. Uno de ellos es la racemización de aminoácidos.

Racemización de aminoácidos: Los aminoácidos son los componentes esenciales de las proteínas y éstas son a su vez componentes estructurales básicos de los seres vivos. La estructura de éstas moléculas puede ser dextrógira o levógira, dependiendo de la posición del grupo amino, por lo que se les denominan formas D ó L (ó R y S). Así, aunque las propiedades de las dos formas (isómeros) son las mismas, geométricamente unas son imágenes especulares de las otras. A lo largo del tiempo, aunque el organismo no esté vivo, se produce un cambio gradual de las formas D a las L y viceversa hasta llegar a un equilibrio entre ambas formas, es lo que se denomina racemización. Esta racemización se produce a un ritmo

constante para cada aminoácido por lo que se puede utilizar para conocer cuánto tiempo ha pasado desde que se formaron comparando la cantidad de formas D y L de la muestra con la del aminoácido puro. Los aminoácidos se pueden encontrar en huesos y conchas y el rango de edad se extiende a unas decenas de miles de años aunque existen una gran cantidad de variables, como la temperatura, que pueden modificar el ritmo de racemización, restándole precisión al método.

Paleomagnetismo

El paleomagnetismo es un método de datación indirecta que se basa en el hecho de que la polaridad magnética terrestre ha cambiado de signo a lo largo del tiempo geológico, es decir, que el norte magnético ha alternado hacia el sur y hacia el norte repetidamente durante la historia de la Tierra (Fig. 15). Dado que tanto los minerales que se forman en el interior de las rocas ígneas como las partículas magnéticas más pequeñas de los sedimentos se orientan en función de este campo magnético, cuando se consolida o enfría y cristaliza la roca, las capas terrestres guardan el registro de las distintas oscilaciones del campo magnético a lo largo del tiempo. Tras estudiar la polaridad magnética de rocas de edad conocida en todo el planeta se ha establecido una escala paleomagnética (MPTS) en la que se registran los cambios de polaridad (normal e inversa) y su edad. Cuando estudiamos un yacimiento podemos conocer la polaridad de los sedimentos tomando muestras que son analizadas mediante un magnetómetro. Teniendo alguna otra técnica de datación relativa o absoluta complementaria, aunque sea aproximada, podemos determinar en qué evento o excursión paleomagnética nos hallamos y en el caso de que en nuestro yacimiento exista un cambio de polaridad que podamos ajustar en la escala paleomagnética sabremos exactamente la edad de ese punto. El paleomagnetismo se aplica frecuentemente en paleontología, geología y arqueología y puede emplearse en sedimentos finos (con arcilla) así como lava o cenizas volcánicas. La escala paleomagnética

alcanza desde la actualidad hasta el Triásico, hace unos 200 millones de años.

Síntesis

El estudio de la geología en los yacimientos paleontológicos es de una importancia fundamental para conocer los procesos que han llevado a su formación. Los geólogos deben hacer una revisión exhaustiva de los trabajos previos, realizar la investigación de campo no sólo del punto del yacimiento sino de todos los afloramientos que puedan estar relacionados, describir las facies sedimentarias (geometría, litología, estructuras, texturas y relación con las capas subyacentes y suprayacentes) y analizar muestras de las rocas por medio de distintas técnicas con tres objetivos principales: contextualizar el yacimiento (determinar la unidad sedimentaria a la que pertenece y englobarla en la evolución geológica general de la cuenca), determinar el paleoambiente en el que se formó el yacimiento y precisar su edad.

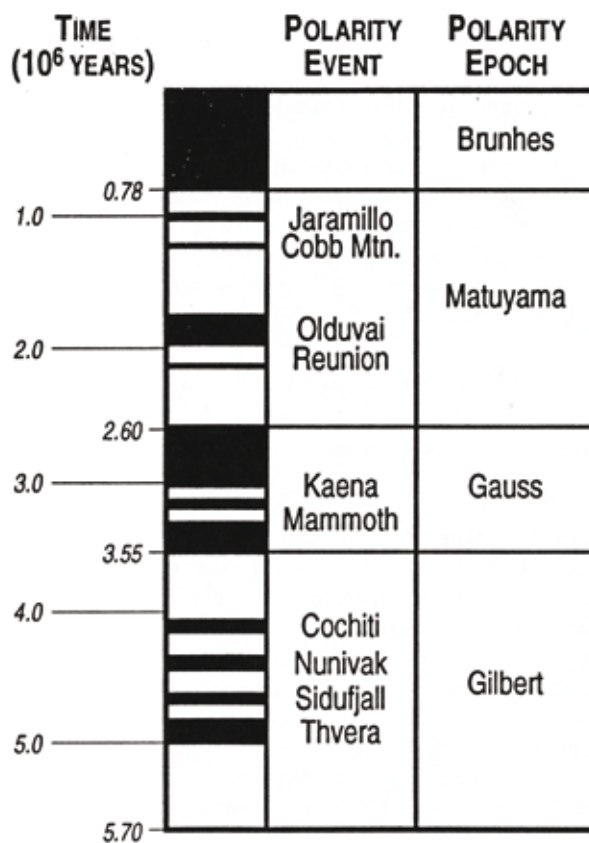


Fig. 15: para obtener edades mediante termoluminiscencia o Luminiscencia óptica es necesario medir previamente la radiactividad del sedimento. En este caso el especialista canadiense Jack Rink toma medidas en sedimentos del Pleistoceno Superior del lago Eyasi (Tanzania).