

Las Eras Geológicas y el Tiempo de la Tierra

Cecilia Caballero

Las Eras geológicas son *divisiones del tiempo durante el cual ha existido la Tierra*. Se basan en el estudio de las rocas de todo el mundo, pues en ellas se encuentra registrado todo lo que ha sucedido, ¡no hay otra fuente de información sobre el pasado. De su estudio detallado podemos conocer y ordenar en el tiempo los eventos que han ocurrido en la historia del planeta.

Las divisiones del tiempo de más alto rango son los Eones, de menor rango son los Periodos (como el famoso Jurásico) y aún de menor rango las Épocas (Fig. 1). Todas estas divisiones conforman la *tabla o escala estratigráfica del tiempo geológico* que divide los 4,500 millones de años de historia del planeta en los Eones: Arqueano, Proterozoico y Fanerozoico; los dos primeros conocidos informalmente como Precámbrico. Las divisiones del tiempo, sus nombres, la idea de los procesos que ocurrieron y la propia edad de la Tierra son conceptos que han cambiado conforme el hombre ha ido estudiando a las rocas y los procesos que hoy ocurren sobre la Tierra, generando en su momento acaloradas y connotadas discusiones entre los grupos de científicos dedicados a estos temas. Uno de los primeros estudiosos de las rocas y el tiempo en la Tierra fue Giovanni Arduino, quien en 1759 propuso que las divisiones mayores del tiempo fueran las Eras *Primaria, Secundaria y Terciaria*, posteriormente Jules Desnoyers añadió en 1829 la Era *Cuaternaria*, estableciendo la primera escala estratigráfica, pero sin conocer las edades absolutas (en años) de estas divisiones. Se consideraba que cada Era representaba un tiempo sucesivo en la historia del planeta y que cada una estaba formada principalmente por un tipo de rocas: la *Primaria* -y más antigua- por rocas cristalinas (metamórficas e ígneas intrusivas); la *Secundaria* por sedimentarias plegadas con fósiles antiguos; la *Terciaria* de sedimentarias poco o nada plegadas con fósiles más parecidos a los organismos actuales y la *Cuaternaria* por sedimentos y lavas recién formadas. Pocos años después John Philips (1840) introdujo los términos hoy en uso para designar las Eras: *Paleozoica*, en sustitución de la *Primaria*; *Mesozoica* sustituyendo a la *Secundaria* y *Cenozoica* incluyendo a la *Terciaria* y *Cuaternaria*. Términos en referencia a la vida según el tipo de fósiles contenidos en las rocas (del griego zoo = vida, paleo = antiguo, meso = intermedio y cenos = nuevo).

Actualmente las Eras Paleozoica, Mesozoica y Cenozoica se agrupan en el *Eon Fanerozoico* (vida expuesta), el más reciente Eón en la historia de la Tierra. Comisiones internacionales -ej. International Commission on Stratigraphy (ICS) www.stratigraphy.org/chus.pdf- han introducido en la segunda mitad del siglo XX el empleo de los dos

EON	ERA/SUB-ERA	PERIODO/SISTEMA	Época/Serie	Ma		
FANEROZOICO	CENOZOICA CZ	Cuartario Q Terciario T	Holoceno	0.01		
			Pleistoceno	1.81		
			Plioceno	5.3		
			Mioceno	23		
			Oligoceno	33.9		
			Eoceno	55.8		
			Paleoceno	65.5		
			MESOZOICA MZ	Cretácico K	Tardío/Superior	145.5
					Medio	199.6
					Temprano/Inferior	251
	Triásico Tl	Tardío/Superior			251	
		Medio			251	
		Temprano/Inferior			251	
	PALEOZOICA PZ	Permiano Pe	Tardío/Superior	299		
			Medio	299		
			Temprano/Inferior	299		
			Carbonífero C	Pensilvanico C2	359.2	
				Misísipico C1	359.2	
	Devónico D	Tardío/Superior	416			
		Medio	416			
		Temprano/Inferior	416			
Silúrico S		Tardío/Superior	443.7			
		Medio	443.7			
Ordovícico O	Tardío/Superior	468.3				
	Medio	468.3				
	Temprano/Inferior	468.3				
Precámbrico PC	Archeano AR	Neoproterozoico NP	542			
		Mesoproterozoico MP	1000			
		Paleoproterozoico PP	1600			
		Neoarcheano NA	2800			
		Mesoarcheano MA	3200			
Hadeano	Paleoarcheano PA	3600				
	Eoarcheano EA	3800				

Fig. 1. Tabla estratigráfica del Tiempo. Ma = millones de años. Las abreviaturas y escala temporal son las oficialmente aceptadas para 2004. Los términos Terciario y Cuaternario están hoy en desuso. Precámbrico y Hadeano son términos informales.

Eones más antiguos, el *Arqueano*, al final del cual empezó la vida, y el *Proterozoico* (de la proto-vida) durante el cual se desarrolló la vida desde su forma más elemental (unicelular) hasta formar organismos complejos (pluricelulares). Estos términos desplazan a otros alguna vez usados como el Azoico o Criptozoico en virtud a que prácticamente no hay un Eon sin vida (lo que significaría Azoico) y a que en ninguno la vida ha estado verdaderamente oculta (significado de Criptozoico). La división más antigua de la Fig. 1: el Hadeano, es informal y no reconocida por la ICS dado que para este tiempo no hay ningún registro en las rocas (no hay rocas de esta edad).

Para comprender como se estableció la escala del tiempo geológico es necesario diferenciar entre dos *formas de medir el tiempo: la relativa y la absoluta*. La primera nos dice el orden de los eventos y la segunda nos proporciona un número: los años en los que ocurrieron. Los métodos relativos fueron los primeros con los que se construyó la tabla estratigráfica del tiempo y los absolutos fueron los que permitieron ponerle una escala temporal a esta tabla.

Los *métodos relativos* resultan de aplicar los "*Principios Estratigráficos*" que son: (1) los 3 axiomas de Steno (1638-1687): *horizontalidad original, superposición y continuidad lateral*, ellos dicen que los estratos se depositaron horizontales, que los de abajo son más viejos y los de arriba más jóvenes y que se continúan lateralmente sin importar que estén interrumpidos por la erosión. (2) El principio de las *relaciones de corte*, de Lyell (1830), que dice que la roca o rasgo geológico que es cortado (deformado o modificado), es más viejo que el rasgo o proceso que lo corta (deforma o modifica). (3) El principio de la *sucesión faunística*, de W. Smith (1815), señala que los fósiles de los estratos se presentan en determinado orden o sucesión identificable. (4) El principio del *Uniformitarismo* de Hutton (1785), más que ayudar a colocar los eventos en un determinado orden, ayuda a reconocer la naturaleza de los eventos registrados en las rocas.

Los *métodos absolutos* se basan fundamentalmente en el fenómeno físico del *decaimiento radioactivo*. Su aplicación resulta del hecho de que este decaimiento de un isótopo padre inestable a otro isótopo hijo estable, sucede a ritmos constantes para cada par de isótopos. A este ritmo de decaimiento se le denomina *vida media* (tiempo que tarda la mitad de los isótopos padres inestables en decaer en isótopos hijos estables). De esta forma solo se requiere contar cuantos isótopos padre e hijos se tienen y conocer la vida media característica de ese par, para establecer la edad de la roca. El par isotópico $^{40}\text{K} - ^{40}\text{Ar}$ tiene una vida media de 1,251 millones de años, por lo que nos sirve para medir eventos que suceden en el rango de varios millones de años; en contraste el ^{14}C , que decae a ^{14}N , tiene una vida media mucho más corta, de 5,730 años. continúa ►►

un vistazo a los autores

Elena Lounejeva

elenal@servidor.unam.mx

Cecilia Caballero Miranda

cecilia@geofisica.unam.mx

Nació y estudió su preparatoria y licenciatura en Rusia, egresada de la carrera de Geoquímica (especialidad en cristalografía) de la Universidad Estatal de Lomonosov, Moscú, en 1986. Se integró a la comunidad académica del Instituto de Geología de la UNAM en 1992, donde posteriormente continuó con sus estudios de posgrado (Posgrado en Ciencias de la Tierra) realizando una maestría en geoquímica, con la tesis titulada "Mineralogía y petrología de las rocas de fusión del cráter Chicxulub, México". Actualmente se dedica a la geoquímica, específicamente a la medición de elementos traza, en el departamento de geoquímica del Instituto de Geología.

Estudió su bachillerato en la Escuela Nacional Preparatoria Num. 6 y la Licenciatura en Ingeniería Geológica en la Facultad de Ingeniería de la UNAM. Posteriormente estudió la maestría en Ciencias de la Tierra en la Facultad de Ciencias de la UNAM y el doctorado en Geofísica en el Instituto de Geofísica de la UNAM, ambos grados con tesis relacionadas con anisotropía y fábrica magnética de secuencias continentales jurásicas de Oaxaca-Puebla. Actualmente colabora en el Departamento de Geomagnetismo y Exploración en el área de Paleomagnetismo, también es profesora de Ciencias de la Tierra en la carrera de Biología de la Facultad de Ciencias de la UNAM.

Charlas de divulgación

"LA ERA GLACIAL DEL SIGLO XXI
VÍCTOR VELASCO
DICIEMBRE 6

"2008 AÑO INTERNACIONAL
PLANETA TIERRA"
JAIME URRUTIA
ENERO 17

"MODELOS GEOELÉCTRICOS:
UNA HERRAMIENTA PARA LA
EVALUACIÓN DE RIESGOS"
CLAUDIA ARANGO
FEBRERO 7

"LA GEOFÍSICA PARA LA PREVENCIÓN
DE LOS DESASTRES
POR FENÓMENOS NATURALES"
DAVID NOVELO
MARZO 6

INSTITUTO DE GEOFÍSICA
CIUDAD UNIVERSITARIA
AUDITORIO TLAYOLOTL 12:00HRS.
(ENTRADA LIBRE)

EDICIÓN

Dra. Margarita Caballero
Miranda

Tel. 56 22 42 33
maga@geofisica.unam.mx

Dra. Ana Ma. Soler
Tel. 56 22 42 34

anesoler@geofisica.unam.mx

los que lo hacemos

Impreso en la Unidad de
Apoyo Editorial del Instituto de
Geofísica, UNAM

DISEÑO
Alberto Centeno Cortés

EDICIÓN TÉCNICA
Silvia Zueck G.
Freddy Godoy Olmedo

DISTRIBUCIÓN
Aída Sáenz

La Unidad de Educación Continua y a Distancia en Ciencias de la Tierra le invita a las proyecciones que se llevarán a cabo los viernes a las 13:00 hrs. en el Auditorio Tlayotl del Edificio Anexo del Instituto de Geofísica de la UNAM, Ciudad Universitaria

Entrada Libre

El día del fin 29 Febrero

La verdad incómoda 25 Abril

Viajeros en el tiempo 30 Mayo

**videocine
2008**

GEOFISICAS

¡HOLA!

EN ESTE NÚMERO TE PRESENTAMOS DOS ARTÍCULOS

MUY INTERESANTES:

DE LO INDIVISIBLE E INVISIBLE

Y

LAS ERAS GEOLÓGICAS Y EL TIEMPO DE LA TIERRA

NO TE OLVIDES DE VER LAS FECHAS DE LAS CHARLAS DE
DIVULGACIÓN Y DEL VIDEOCINE



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE MÉXICO

INSTITUTO DE GEOFÍSICA
CIUDAD UNIVERSITARIA, CIRCUITO EXTERIOR
DELEGACIÓN COYOACÁN
C. P. 04510 TEL. 56 22 41 15

Num. 33, diciembre 2007



DE LO INDIVISIBLE E INVISIBLE

Elena Lounegeva

El concepto del átomo surgió hace siglos, en la búsqueda de una partícula universal que fuera la unidad que formaba todas las sustancias. La idea original fue que esta partícula debería de ser "indivisible" (significado etimológico de la palabra átomo), una idea que en su momento fue genial, sin embargo los descubrimientos de los últimos dos siglos han conducido a un modelo más complejo (modelo mecánico-cuántico), en el cual el átomo es claramente divisible por métodos físicos. Si bien en este modelo está compuesto por partículas cada vez más diminutas (modelos atómicos: 1897, Thompson; 1911, Rutherford; 1913, Bohr; 1926, Shrödinger), *el átomo sigue siendo la unidad más pequeña de un elemento químico que mantiene su identidad o sus propiedades y que no es posible dividir mediante procesos químicos.*

Para los fines de este escrito nos limitaremos a un modelo de átomo moderadamente complejo. Consideremos el átomo como un conjunto de partículas, cada una con una cierta *masa*, *carga eléctrica* y *cantidad de energía*, en un arreglo dinámico. Los *protones* y los *neutrones* forman una estructura densa y pesada, conocida como núcleo, el cual tiene carga eléctrica *positiva*. Moviéndose alrededor del núcleo hay una nube de *electrones*, con cargas eléctricas *negativas*. En la Tabla 1 se incluyen algunos datos numéricos de las partículas que forman al átomo de donde se puede apreciar que no solamente la carga positiva sino prácticamente toda la masa del átomo está concentrada en el núcleo debido a que un electrón es 1837 veces más ligero que un protón o un neutrón, los cuales tienen aproximadamente la misma masa. Para efectos de escala, imagina que tienes un átomo que es del tamaño del valle de México; el núcleo de éste átomo se acomodaría en el zócalo, y sus electrones serían como moscas volando en todo el valle, siguiendo trayectorias complejas de "segundo piso del periférico" o de "montaña rusa" a velocidades del orden de 7×10^7 m/s, lo que es igual a 70,000 km/s.

Tabla 1
Datos de las partículas que forman al átomo

Partícula	Electrón	Protón	Neutrón
Significado	ámbar	primero	neutro
Tamaño (m)	10^{-18}	10^{-15}	10^{-15}
Masa (kg)	9.11×10^{-31}	1.6726×10^{-27}	1.672×10^{-27}
Carga Eléctrica (C*)	-1.602×10^{-19}	$+ 1.602 \times 10^{-19}$	$\approx 10^{-21}e$
Definido por	600 a.C., Mileto; 1874, Stoney; 1897, Thompson	1919, Rutherford, Geiger, Marsden	1920, Rutherford; 1932, Chadwick

*C es culombio $\approx 6.241506 \times 10^{18}$ veces la carga unitaria negativa de un electrón ($1.602 \times 10^{-19} \times 6.24 \times 10^{18} \approx 1$).

El concepto de átomo nos lleva al concepto de elemento químico. Hoy en día la definición de *elemento químico* se refiere a una clase de *átomos con el mismo número de protones en su núcleo*. El número de protones es indicado por el número atómico del elemento, el cual va en aumento a lo largo de la tabla periódica de los elementos (Fig. 2). El número de protones (o número atómico) define la carga general positiva del núcleo y también el número y la configuración respectiva de los electrones. La configuración de los electrones, a su vez, determina el comportamiento químico de un elemento, esto es, su preferencia por formar enlaces con otros elementos. La mayoría de los elementos, excepto por los gases nobles o inertes (grupo 18 en la Tabla periódica), tienen una configuración electrónica energéticamente inestable, por lo que el *átomo ya sea que acepta o dona (regala) electrones* y pierde su neutralidad en cuanto a carga eléctrica. Una vez cargado se convierte en un *ion* (del griego "el que se mueve") químicamente y físicamente activo. Los iones conservan la estructura nuclear, por lo tanto, la masa del ión no cambia.

Como habrán notado, los neutrones no participan en la definición de elemento. Esto se debe a que la cantidad de neutrones en el núcleo varía hasta cierto grado, sin afectar la naturaleza química de elemento, aunque sí afecta la estabilidad y la masa del núcleo. La masa del núcleo, que es lo que se conoce como *masa atómica*, es definida por *la suma de los protones y los neutrones*, en donde el peso de cada protón o neutrón es definido como una unidad de masa atómica o UMA. La UMA es definida como una 1/12 parte de la masa del átomo de carbono que tiene 6 neutrones y 6 protones en su núcleo (o sea que su masa atómica es 12). Ahora es tiempo de introducir un nuevo concepto, el concepto de *isótopo*. Los átomos del mismo elemento (*esto es que tienen el mismo número atómico*) pero con diferente número de neutrones en su núcleo (*esto es que tienen distinta masa atómica*) son llamados isótopos (del griego "en el mismo sitio") (Fig. 3).

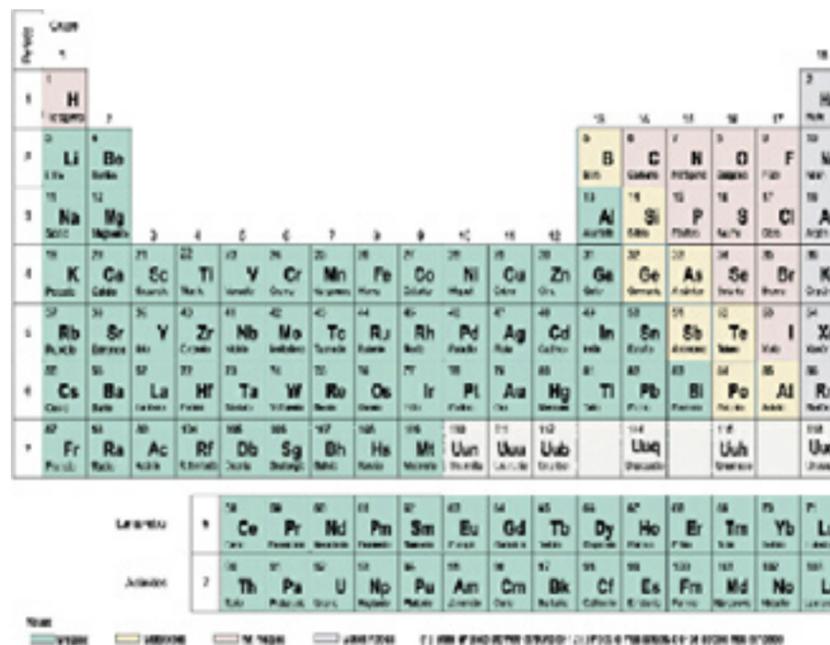
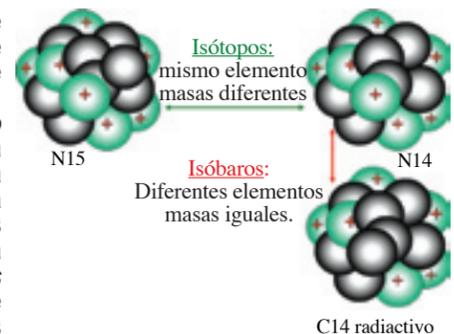


Fig. 2 Tabla periódica de los elementos.

En algunos isótopos la configuración de protones y neutrones genera un exceso de energía en el núcleo, la reducción de energía se logra por la emisión de partículas (alfa o beta); cuando esto sucede se habla de un *isótopo radiactivo (o isótopo padre)*. La consecuencia de la emisión de partículas del núcleo (o sea del decaimiento radiactivo) es que cambia el número de protones en el núcleo, esto es cambia el número atómico. De esta manera los isótopos radiactivos dan lugar a los *isótopos radiogénicos (o isótopos hijos)*; pero dado que cambió el número atómico ¡los isótopos hijos son de un elemento diferente a los isótopos padres! A la radiactividad se debe la variedad de elementos químicos existentes y nuestro conocimiento de la naturaleza del núcleo. Asumiendo que el decaimiento radiactivo sucede a una velocidad constante y evaluable para cada par de isótopos radiactivo-radiogénico, valorando la proporción entre "padres e hijos" existentes en una sustancia, los geoquímicos han estimado las edades de una multitud de cosas más viejas que la memoria humana, incluyendo los objetos arqueológicos y geológicos.



Pero no todos los isótopos de un elemento son radiactivos, también existen los que se conocen como *isótopos estables*. La mayoría de los elementos forman más de un isótopo (salvo 21 elementos monoisotópicos) y cuando se trata de un elemento en una sustancia real se tiene una mezcla de sus isótopos. Veamos el ejemplo de nitrógeno (N). El número atómico del N es 7 y de quince variedades solamente dos isótopos, los de masa 14 y 15 (con 7 y 8 neutrones), son estables (los demás se desintegran en menos de 24 horas). En una muestra del aire tomada al azar de cada 10,000 átomos aproximadamente 9,963 serán de ^{14}N (7p+7n) y solamente 36 de ^{15}N (7p+8n). La masa atómica media del nitrógeno será, por lo tanto, $[(99.63 \times 14) + (0.36 \times 15)] / 100 = 14.0067$ UMAs.

La diferencia de masas atómicas entre los isótopos de un mismo elemento deriva en un diferente comportamiento de cada isótopo durante los procesos físicos, químicos o biológicos al que se denomina *fraccionamiento*. Como ya vimos, cada elemento presente en una sustancia tiene su propia relación entre los isótopos menos o más pesados, a lo que se le conoce como *firma isotópica*. Para deducir los procesos a los que alguna muestra de la materia fue sometida durante su formación se puede estudiar como varía esta firma isotópica entre los diferentes etapas de su formación o desarrollo.

Entre los isótopos también se puede dar el caso en que coincida la masa atómica entre isótopos de elementos diferentes. Para esta coyuntura se acuñó otro término: *Los isótopos de diferentes elementos que tienen la misma masa atómica se llaman isóbaros* (del griego "iso" = igual y "baro"= peso). Por ejemplo, en la masa atómica de 176 UMA coinciden isótopos isobáricos de tres elementos a la vez: Yb (70p+106n), Lu (71p+105n) y Hf (72p+104n). Los isóbaros se comportan de manera similar en procesos dependientes de masa, por ejemplo, bajo influencia de un campo electromagnético.

Si bien lo que permitió el desarrollo de muchos de los conceptos mencionados con anterioridad fue el avance de la física y de la química como ciencias independientes, el desarrollo científico hoy en día está caracterizado de manera contrastante por fomentar la convergencia entre diferentes disciplinas científicas. Así surge la geoquímica, una disciplina científica que establece puentes entre la geología, la química y la física. La geoquímica estudia la composición y el comportamiento químico de la Tierra, así como la abundancia absoluta y relativa de los elementos químicos, su distribución y migración en las diferentes esferas que conforman el planeta, la hidrosfera, la atmósfera, la biosfera y la geosfera. Es claro que la geoquímica sólo ha podido florecer gracias a los avances de la física y la química y el desarrollo de todas las nociones presentadas en los párrafos anteriores con relación al átomo, su estructura y su naturaleza. Así, aunque parece una paradoja, ¡Cuanto más grande es la escala del fenómeno cuya naturaleza queremos conocer, más tenemos que adentrarnos en el mundo de lo microscópico!

Los más grandes retos de la geoquímica son no sólo identificar sino cuantificar los isótopos o elementos clave de materiales de interés -agua, rocas y minerales, materiales arqueológicos y hasta bebidas, perfumes u otros materiales comerciales-, para determinar su procedencia, reconstruir procesos o determinar su autenticidad, según el caso. En el instituto de Geofísica, en conjunto con el de Geología, contamos con algunos instrumentos, diseñados para estos fines, las vicisitudes relacionadas con la identificación y cuantificación de isótopos y elementos las describiremos en un número posterior, esta historia continuará.... Si te gusta este cuento puedes estudiar una carrera relacionada con la física, química o ciencias de la Tierra.

Las Eras Geológicas y el Tiempo de la Tierra

cont.

años, por lo que usando este sistema isotópico solo podemos medir eventos de unos pocos miles de años.

Existen otros métodos que también permiten contar el tiempo de manera absoluta, pero que en general necesitan calibrarse con los fechamientos por decaimiento radiactivo: (1) conteo de eventos cíclicos anuales (anillos de crecimiento de árboles, varves o láminas anuales en sedimentos de lagos y, anillos de crecimiento de corales). (2) Secuencias de cambios en la polaridad del campo magnético terrestre (paleomagnetismo), que es un fenómeno que ocurre al mismo tiempo en todo el planeta, por lo que cuando se reconocen, son excelentes indicadores de tiempo.

Antes del empleo de los métodos absolutos basados en el decaimiento radioactivo, se intentaron diversos métodos muy ingeniosos para conocer la edad absoluta de la Tierra, como: (1) interpretación detallada de los eventos bíblicos, por James Usher, arzobispo de Irlanda quien en el siglo XVI calculó la antigüedad de la Tierra en 4004 a.C. (2) La velocidad de sedimentación y medición del espesor de sedimentos de cada una de las Eras conocidas hasta entonces (Primaria, Secundaria, Terciaria y Cuaternaria), con lo que la edad resultaba de 3 a 1,500 millones de años (ma). (3) Cálculo del tiempo que tomó al océano adquirir su salinidad actual, propuesta por E. Halley (1715), con lo que se calculó una edad de 90 ma (J. Joley, 1899). (4) El cálculo de la velocidad del enfriamiento de la Tierra, efectuada por Lord Kelvin (1890s), su cálculo inicial fue de 100 ma y posteriormente de entre 24 y 40 ma, cálculos para los que no consideró el calor interno de la Tierra producido por el decaimiento radioactivo. (5) Velocidad de evolución de los organismos, basado en los principios de la sucesión faunística y uniformitarismo, con el cual Lyell (1797-1875) calculó 80 ma para el comienzo del Cenozoico.

No obstante lo ingenioso de estos métodos, fue solo aplicando los métodos radioisotópicos que se pudo determinar con más certidumbre la edad de la Tierra. Gracias al desarrollo de estos métodos durante la primera mitad del siglo XX hoy sabemos la edad de la Tierra: 4,540 ma (rocas y meteoritos más antiguos) y de los eventos más importantes que han ocurrido: diferenciación del núcleo, manto, corteza, atmósfera y océano: aprox. 4,100 ma (de rocas más antiguas: 4,030 ma); origen de la vida: 3,900 ma, (de rocas más antiguas con indicios de vida).

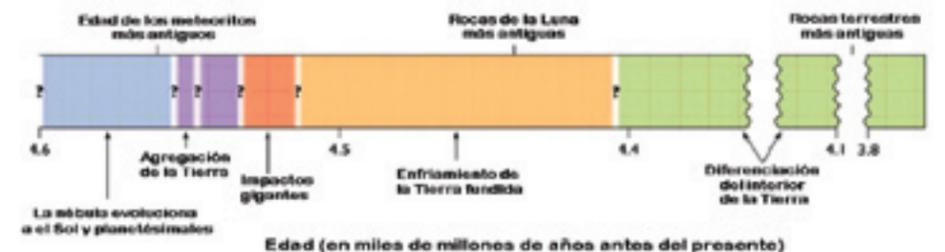


Fig. 2. Resumen de los eventos terrestres más importantes y sus edades asignadas.