

3. A RADIOAKTIVITÁS ÉS A KÖZETEK KORA

A Földön lezajlott földtörténeti események korának meghatározásával a geokronológia foglalkozik. A geológia relatív kormeghatározási módszerén túlmenően, a kőzetekben levő különböző radioaktív izotópok vizsgálatával lehetőségünk van abszolút kormeghatározásra is. A következőkben röviden áttekintjük a radioaktív kormeghatározás néhány módszerét és meghatározzuk a Föld életkorát.

3.1 A természetes radioaktivitás

A tapasztalat szerint a természetben előforduló néhány elem bizonyos izotópjai nem stabilak, hanem minden külső beavatkozástól mentesen radioaktív sugárzás kibocsátása mellett, szigorúan állandó ütemben elbomlanak és ezáltal más elemekké alakulnak. A radioaktív anyagok háromféle: α , β és γ sugárzást bocsáthatnak ki.

Az α sugárzás elektronhéj nélküli hélium ionokból (He atommagokból) áll. A sugárzás során keletkező új atom rendszáma (protonok száma) kettővel, a tömegszáma (protonok és neutronok együttes száma) pedig négygyel lesz kisebb.

A β sugárzás nagy sebességű elektronokból áll. β -bomláskor az atommagban lejátszódó folyamatok hatására az elem rendszáma eggyel növekszik, a tömegszáma viszont változatlan marad.

A γ sugárzás nagy energiájú (rövid hullámhosszúságú) elektromágneses hullámokból álló sugárzás, amely révén az atom gerjesztési állapota változik, rendszáma és tömegszáma változatlan marad.

A háromféle sugárzás egyszerre is felléphet, de az α és a β sugárzás külön is jelentkezhet.

A radioaktív bomlás statisztikai folyamatát az

$$N = N_0 e^{-\lambda t} \quad (3.1)$$

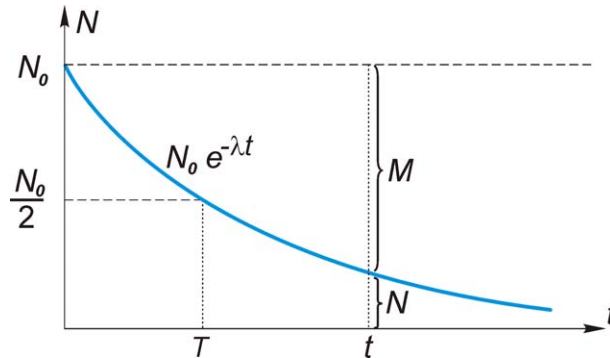
összefüggés írja le; ahol N az atomok kezdeti száma, N_0 a t idő múlva még el nem bomlott atomok száma, λ pedig a kérdéses elemre jellemző bomlási állandó, mely egy atom egységnyi idő alatt történő elbomlásának valószínűségét jelenti.

A radioaktív bomlás jellemezhető még a felezési idővel is. *Felezési időnek* azt a T időtartamot nevezzük, ami alatt az eredeti atomok fele bomlik el. A 3.1 ábra alapján és a (3.1) összefüggés felhasználásával:

$$\frac{1}{2}N_0 = N_0 e^{-\lambda T}$$

amiből

$$T = \frac{\ln 2}{\lambda} = \frac{0.063}{\lambda} \quad (3.2)$$



3.1 ábra. A radioaktív bomlás folyamata

Mivel minden elbomlott atomból egy másik új atom keletkezik, ezek száma a t időpontban:

$$M = N_0 - N = N_0(1 - e^{-\lambda t}) \quad (3.3)$$

A (3.1) összefüggésből :

$$N_0 = N e^{\lambda t}$$

ezt a (3.3)-ba helyettesítve:

$$M = N(e^{\lambda t} - 1) \quad (3.4)$$

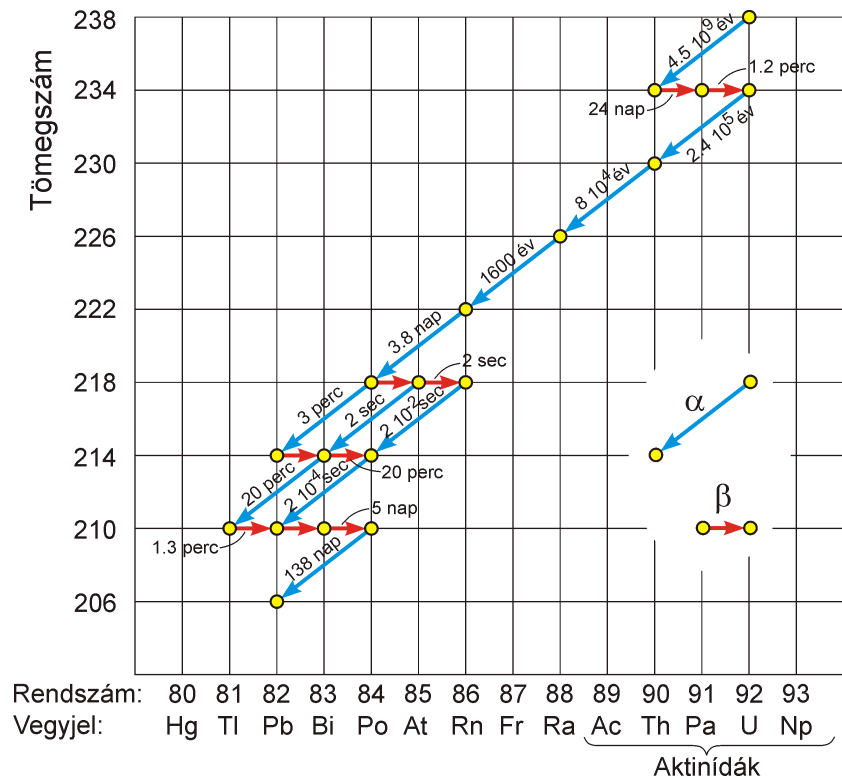
A radioaktív elemek bomlásának során tehát bármely időpontban megtalálhatók az anyagban a kiindulási és a végtermék elemek atomjai is, csak az előbbieket mennyisége az idő előrehaladásával csökken, az utóbbiaké viszont növekszik.

A Földön jelenleg természetes körülmények között megtalálható radioaktív izotópok többsége (a 82-nél nagyobb rendszámú elemek izotópjai) három *természetes* radioaktív bomlási sorba sorolhatók [94].

Az első bomlási sor a 3.2 ábrán is látható *urán-rádium család*, amelynek kiinduló eleme a ${}^{238}_{92}\text{U}$ (a 92-es rendszámú és 238-as tömegszámú urán), végterméke a már nem radioaktív ${}^{206}_{82}\text{Pb}$ az ún. rádium-ólom. A 3.2 ábrán azt is feltüntettük, hogy a bomlási sor egyes elemei mekkora felezési idővel alakulnak át. Látható, hogy a felezési idő a különböző izotópok esetében igen eltérően alakul: milliomod másodperc és néhány milliárd év határok közötti érték lehet.

A második bomlási sor az *urán-aktinium család*, amelynek kezdő eleme a ${}^{235}_{92}\text{U}$ és végső stabil eleme a ${}^{207}_{82}\text{Pb}$, vagyis a 207-es ún. aktinium-ólom; végül a harmadik természetes radioaktív bomlási sor a *tórium család*, amelynek kiindulási eleme a ${}^{232}_{90}\text{Th}$ tóriumizotóp és záró eleme a ${}^{208}_{82}\text{Pb}$, az ún. tórium-ólom.

Korábban a Földön valószínűleg létezett egy negyedik bomlási sor is: a transzurán elemekhez tartozó *neptúnium család*, amelynek tagjai a Föld korához képest rövid felezési idejük miatt már gyakorlatilag teljesen elbomlottak és csak mesterségesen állíthatók elő. Ennek kiindulási eleme a ${}^{241}_{94}\text{Pu}$ plutónium és végterméke a ${}^{209}_{82}\text{Pb}$ ólomizotóp.



3.2 ábra. Az urán-rádium család természetes bomlási sora

A felsorolt négy bomlási sorba tartozó radioaktív elemeken kívül van még néhány alacsonyabb rendszámú elem is, amelyeknek egyik-másik izotópjá radioaktív. Ilyenek pl. a $^{14}_6\text{C}$ szénizotóp, a $^{40}_{19}\text{K}$ káliumizotóp, a $^{87}_{37}\text{Rb}$ rubidiumizotóp stb.

3.2 A radioaktív kormeghatározás módszerei

A radioaktív kormeghatározás alapját a (3.4) összefüggés képezi. Mivel a radioaktív bomlás egyirányú folyamat, a kiindulási és a bomlási végtermék arányának analitikai meghatározásával [94], valamint a felezési idő vagy a bomlási állandó ismeretében kiszámítható a radioaktív bomlás kezdeti ideje:

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left(\frac{M}{N} + 1 \right) \quad (3.5)$$

Ez az összefüggés azonban csak a következő két feltétel teljesülése esetén alkalmas abszolút kormeghatározásra:

1. a kőzet, illetve a kérdéses ásvány a keletkezésének (megszilárdulásának) pillanatában nem tartalmazott bomlási végterméket,
2. a bomlási végtermék mennyisége az ásvány keletkezése óta a radioaktív átalakuláson kívül más forrásból nem gyarapodott és nem is szenvedett veszteséget. A nem radiogén gyarapodás a valóságos korhoz képest öregítené az ásványt, a veszteség (a rácsszerkezetből való elvándorlás) pedig fiatalítaná.

Mivel a valóságban ez a két feltétel gyakran nem teljesül, ezért a kormeghatározások során általában különböző korrekciókat kell alkalmazni.

Abszolút kormeghatározásra leggyakrabban a 3.1 táblázatban megadott radioaktív izotópokat használjuk fel. A táblázat adatai alapján megállapíthatjuk az egyes radioaktív elemek földtani kormeghatározási alkalmazhatóságát.

3.1 táblázat
Abszolút kormeghatározásra használt radioaktív izotópok

instabil izotóp	stabil végtermék	a bomlást kísérő sugárzás	felezési idő [év]
${}_{92}^{238}\text{U}$	${}_{82}^{206}\text{Pb}$	$8\alpha + 6\beta$	4.5×10^9
${}_{92}^{235}\text{U}$	${}_{82}^{207}\text{Pb}$	$7\alpha + 4\beta$	7.1×10^9
${}_{90}^{232}\text{Th}$	${}_{82}^{208}\text{Pb}$	$6\alpha + 4\beta$	1.39×10^{10}
${}_{37}^{87}\text{Rb}$	${}_{38}^{87}\text{Sr}$	β	4.98×10^{10}
${}_{19}^{40}\text{K}$	${}_{18}^{40}\text{Ar}$	elektron befogás	1.18×10^{10}
${}_{6}^{14}\text{C}$	${}_{7}^{14}\text{N}$	β	5730
${}_{1}^3\text{H}$	${}_{2}^3\text{He}$	β	12.26

Az urán-ólom, tórium-ólom, rubídium-stroncium, kálium-argon módszerek jól bevált kormeghatározási eljárások kőzetekre, főleg igen hosszú (néhány százmillió éves) korok meghatározására [94].

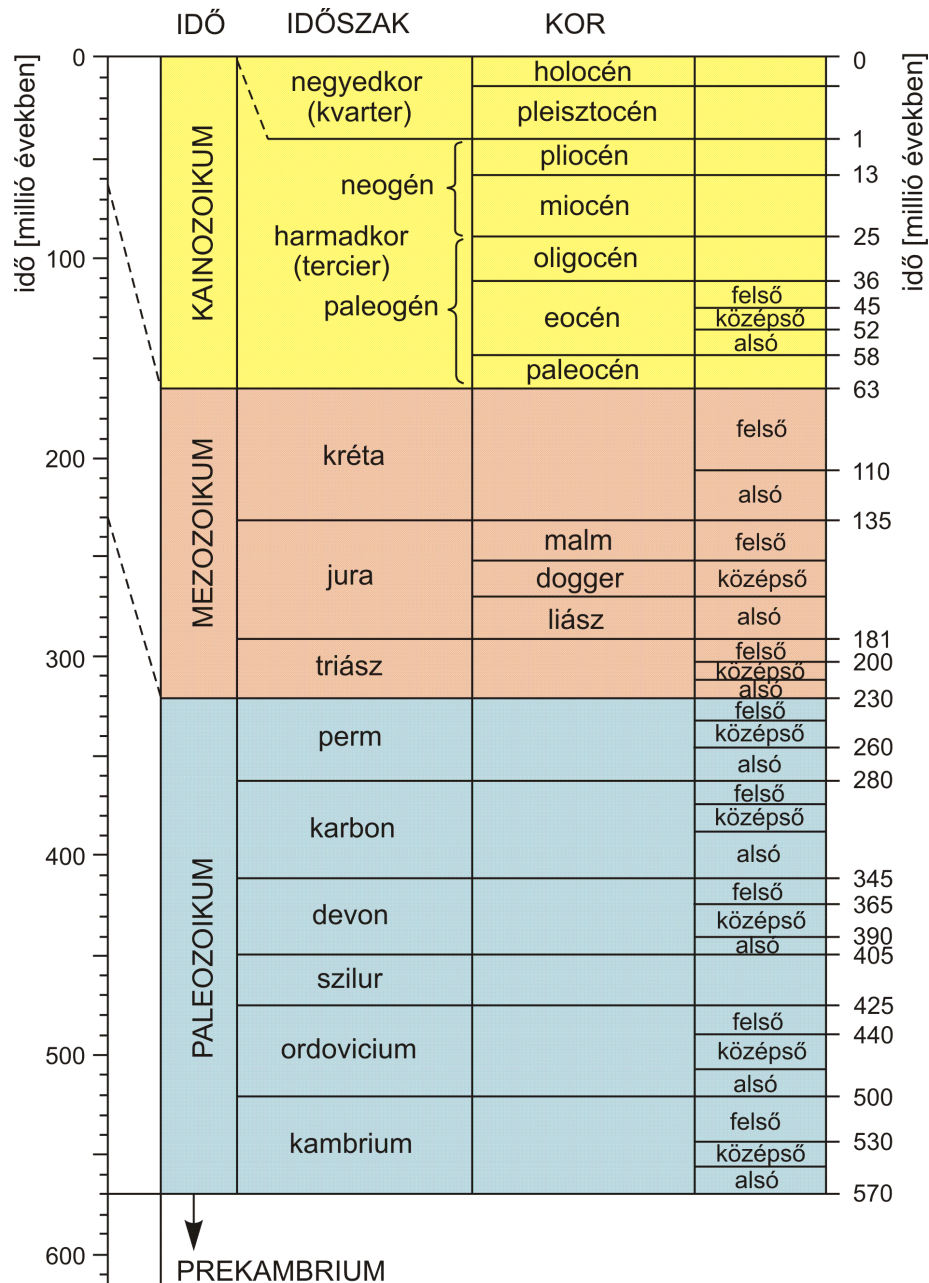
A radiokarbon ($C14$) módszer elsősorban szerves maradványok életkorának meghatározására alkalmas és kb. 50000 éves korig alkalmazható. A földtörténeti negyedkor (a kvarter) -kutatás és a régészet használja [94].

A trícium módszer a ${}^3\text{H}$ rövid felezési ideje miatt fiatal, legfeljebb 100 éves anyagok (főleg vizek) kormeghatározására alkalmas. Elsősorban a hidrogeológiában használják [94].

3.3 Földtörténeti időskála

A földtani események időbeli sorrendbe állításával a sztratigráfia (rétegtan) és a paleontológia (öslénytan) foglalkozik [5]. A sztratigráfia alapelve szerint az üledékes kőzetrétegek térbeli egymásutánisága időbeli sorrendet jelent; azaz mélyebben az idősebb, magasabban a fiatalabb kőzetek helyezkednek el. Ezen az elven az üledékek közé benyomult vulkáni kőzetek kora is meghatározható, mivel a vulkáni kőzet az átharántolt rétegeknél fiatalabb. A paleontológia a geológiai korbesorolás megbízhatóbb és praktikusabb módszere, segítségével az egész Földre egységes időrend határozható meg. A lényege az, hogy a különböző földtörténeti korokban más és más, egyre fejlődő élővilág népesítette be a Földet; és mivel az evolúció olyan folyamat, amely nem ismétli önmagát, így a kőzetekben található ősmaradványok magukon viselik az idő bélyegét.

A fentiekből világos, hogy a sztratigráfia és a paleontológia csak időbeli egymásutániságot vagy közel egyidejűséget tud megállapítani, ezért ezeket a geológiai módszereket *relatív kormeghatározási* módszereknek nevezzük. Így tehát a klasszikus geológiai módszerekkel nem állapítható meg, hogy az egyes földtörténeti korok milyen hosszúak; és ráadásul a paleozoikum előtti idők (a prekambrium) földtörténete sem deríthető fel ily módon, mivel a legrégebbi ősmaradványok mindössze a paleozoikum elejéről származnak.



3.3 ábra. Abszolút földtörténeti időskála

A radioaktív kormeghatározások módszere azonban lehetőséget ad a földtörténeti korok *abszolút* meghatározására, tehát a relatív geológiai időskála években történő kifejezésére: A KULP által meghatározott abszolút földtörténeti időskálát [58] a 3.3 ábrán mutatjuk be.

Az abszolút kormeghatározás másik eredménye, hogy kiterjesztette az időskálát a prekambriumi képződményekre is. Kiderült, hogy a prekambrium minden várakozást felülmúlóan rendkívül hosszú időszak és minden kontinensen hatalmas méretű prekambriumi képződmények vannak. A kontinensek ezek legősibb (általában 2500-3000 millió éves) közzettartományait kontinentális magoknak, vagy ősi pajzsoknak nevezik. A Föld legidősebb kőzeteit Dél-Afrikában és Szibériában találták, ezek 3200 illetve 3500 millió évesek.

3.4 A Föld életkora

A Föld életkorának a keletkezésétől a jelen pillanatig eltelt időt kellene értenünk; azonban a Föld keletkezéséről egyelőre csak hipotéziseink vannak [4], így ehhez nehéz hozzákötni a Föld korát. Könnyebben definiálhatjuk a Föld geológiai életkorát: ezen az első kéreg kialakulásától a jelen pillanatig eltelt időt értjük. A földkéreg kialakulásának ideje azonban korántsem egyezik meg a Föld kialakulásának idejével, így a geológiai életkor csupán alsó határt jelent, amelynél a Föld nem lehet fiatalabb.

Jelenleg a Föld korára a legjobb közelítést a PATTERSON-féle ún. meteorit módszer szolgáltatja [94]. Az eljáráshoz az urán-ólom módszer használható. Problémát jelent azonban, hogy nem ismerjük a keletkezés pillanatában már nyilvánvalóan meglevő ún. ósólom mennyiségét. Ennek meghatározásához a meteoritok anyagi összetételének vizsgálata nyújt segítséget.

PATTERSON feltételezi, hogy a meteoritok a Földdel azonos őanyagból egyidőben képződtek, majd a képződés után elszakadtak. Ezen meteoritok jelenlegi ólomizotóp összetétele nyilvánvalóan két tényezőtől függ: egyrészt a keletkezésük pillanatában már meglévő ósólom mennyiségétől (jelöljük ezt [Pb204], [Pb206], [Pb207] és [Pb208]-al); másrészt a keletkezésük pillanatában meglévő U és Th mennyiségétől, mivel ezek is $^{206}_{82}\text{Pb}$, $^{207}_{82}\text{Pb}$ és $^{208}_{82}\text{Pb}$ izotópokat termelnek. (A $^{204}_{82}\text{Pb}$ nem radiogén eredetű). Válasszunk ki olyan meteoritokat, amelyekben nincs, vagy elhanyagolhatóan kicsi az U és Th tartalom. Ezek a meteoritok az *ősólom-izotóp összetételét őrzik*, amelyekben meghatározhatjuk a különböző ósólom-izotóp arányokat:

$$p = \frac{[\text{Pb206}]}{[\text{Pb204}]} \quad \text{és} \quad q = \frac{[\text{Pb207}]}{[\text{Pb204}]}$$

(a Th bomlásából származó $^{208}_{82}\text{Pb}$ izotóppal most nem foglalkozunk).

Ha ezek után meghatározzuk a Föld jelenlegi *átlagos*

$$p' = \frac{[\text{Pb206}]}{[\text{Pb204}]} \quad \text{és} \quad q' = \frac{[\text{Pb207}]}{[\text{Pb204}]}$$

izotóp arányait, akkor azt tapasztaljuk, hogy ezek nagyobbak, mivel a kezdeti ósólomhoz a földi U-ból további $^{206}_{82}\text{Pb}$ és $^{207}_{82}\text{Pb}$ képződött. Tegyük fel, hogy a p' és a q' csak emiatt nagyobbak, tehát nem volt ólom-csere sem a légkör, sem a Föld mélyebb részei felé. Ekkor a Föld keletkezése óta képződött $(p'-p)$ illetve $(q'-q)$ ólom mennyiségét a (3.1) szerint az

$$[U238] = ([U238] + (p' - p))e^{-\lambda_{238}t_0}$$

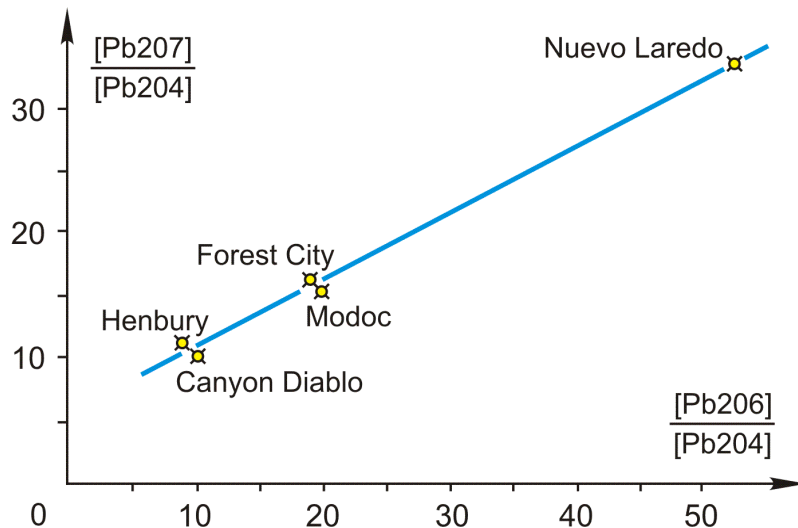
és az

$$[U235] = ([U235] + (p' - p))e^{-\lambda_{235}t_0}$$

egyenletek alapján határozhatjuk meg. Ezekből a (3.4) felhasználásával:

$$\frac{p' - p}{q' - q} = \frac{[U238]e^{-\lambda_{238}t_0} - 1}{[U235]e^{-\lambda_{235}t_0} - 1} \quad (3.6)$$

Ha tehát ismerjük az átlagos földi p' , q' és az $[U238]/[U235]$ arányokat, továbbá az erre alkalmas meteoritokból meghatározzuk a p és a q ősólm-izotóp arányokat, akkor a λ_{238} és a λ_{235} bomlási állandók ismeretében a (3.6) összefüggés felhasználásával kiszámíthatjuk a Föld t_0 korát. Amennyiben a ${}^{232}_{90}\text{Th}$ bomlásából származó ${}^{208}_{82}\text{Pb}$ izotóppal is foglalkozunk, akkor a (3.6)-hoz hasonlóan további két összefüggés írható fel az újabb ólomizotóp arányokra. A három összefüggésből egyenként meghatározott t_0 értékek elvileg meg kell egyezni és az így kapott érték lényegében a Föld anyagának a Naprendszer anyagától való elkülönülésétől számított idő.



3.4 ábra. Meteoritok ólomizotóp aránya

A módszernek talán leginkább vitatható feltevése, hogy vajon a meteoritok valóban a Földdel azonos eredetűek-e? Nos ez eléggé jól valószínűsíthető annak alapján, hogy bizonyos elemek aránya azonos bennük a földi átlagos arányokkal. Kiszámítható továbbá, hogy ha valamely urán-ólom tömeg úgy oszlik részekre, hogy azokba különböző mennyiségű urán és ólom kerül, akkor bizonyos idő múlva a p és a q izotóparányokat megvizsgálva és ezeket a számértékeket a pq koordináta-rendszerben ábrázolva egyenest kell kapnunk. A 3.4 ábra mutatja, hogy a különböző meteoritokon elvégzett vizsgálatok valóban erre az eredményre vezetnek. Így valóban feltételezhető az is, hogy az uránmentes meteoritok az ősólm összetételét őrzik; sőt az uránt tartalmazó meteoritokat is fel lehet használni az ősólm meghatározására, ha megfelelő korrekciókat alkalmazunk.

A meteoritok vizsgálata alapján az ósólom aránya: $p = 9.5$, $q = 10.4$ és $r = [Pb238]/[Pb204] = 29.5$. Ugyanakkor a földi *átlagos* izotóparányok: $p' = 12.65$, $q' = 14.27$ és $r' = 32.78$; valamint az $[U238]/[U235] = 137.8$.

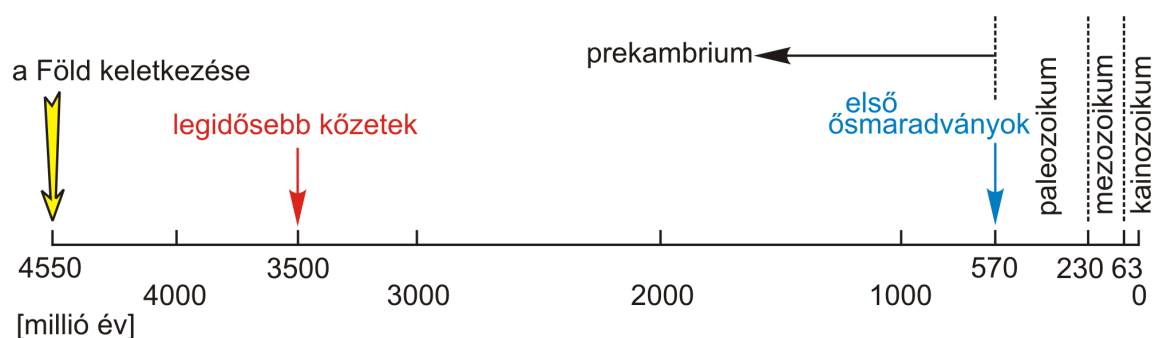
Mindezek figyelembevételével a PATTERSON által kidolgozott fenti eljárással a Föld életkora:

$$t_0 = 4550 \pm 70 \text{ millió év,}$$

azaz kb. *4.5 milliárd év*.

Teljesen hasonlóan a rubídium-stroncium bomlás alapján is meghatározható a Föld kora. Instabil elemeket is tartalmazó meteoritok vizsgálata alapján kiszámították a meteoritok korát, a holdkőzetek vizsgálata alapján pedig a Hold korát. Mindkettő megegyezik a Föld korával, bizonyítva ezek egyidejű keletkezését.

Végül az eddigi ismeretek birtokában a 3.5 ábrán röviden összefoglaltuk a Föld történetét a radioaktív kormeghatározások alapján.



3.5 ábra. A Föld története