

PETHŐ GÁBOR, VASS PÉTER,

GEOFIZIKA ALAPJAI

3



A Műszaki Földtudományi Alapszak tananyagainak kifejlesztése a
TÁMOP 4.1.2-08/1/A-2009-0033 pályázat keretében valósult meg.

III. RADIOMETRIA

1. RADIOMETRIAI TÖRTÉNETI ÁTTEKINTÉS



Wilhelm Conrad Röntgen
(1845 – 1923)

1895-ben **W. C. Röntgen** (1845-1923) katódsugár vizsgálatainak alkalmával fedezte fel a később róla elnevezett sugárzást (*X-sugárzás*). 1896-ban **A. H. Becquerel** uránszurokércen végzett fluoreszcencia-jelenség vizsgálatainak során fedezte fel a **természetes radioaktivitás** jelenségét.

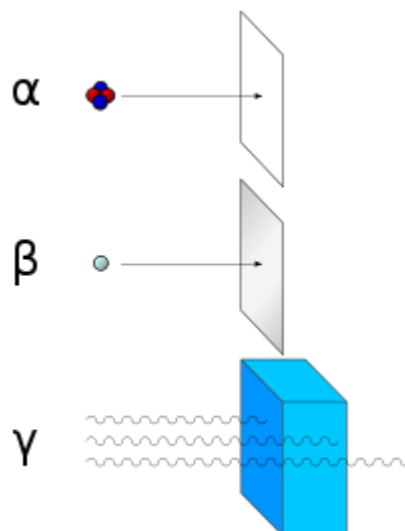


3.1 ábra: Röntgen első felvétele
Az első felvétel a felesége, Anna Bertha Röntgen gyűrűs kezéről készült 1895. december 22-én.



Ernest Rutherford
(1871 – 1937)

1897-ben **J. J. Thomson** a katódsugárzás részletes vizsgálatával felfedezi az **elektront**. 1889-ben és 1900-ban **E. Rutherford** és **P. Villard** megkülönböztette egymástól a három **ionizáló sugárzást**, és az elnevezésük a görög abc alapján lett **alfa-** (erősebben ionizál és kisebb a hatótávolsága, mely levegőben is csak néhány cm, a papírlap pedig elnyeli), **béta-** (kisebb mértékben ionizál, nagyobb hatótávolsága van) és **gamma-sugárzás**. Villard ismerte fel, hogy az általa megfigyelt (gamma)sugárzást radioaktív anyag emittálja, másrészt nagyobb áthatolóképesség jellemzi, mint a röntgensugárzást. Becquerel 1899-ben megállapította, hogy a béta-sugárzásban az elemi részecske a Thomson által felfedezett elektron. 1909-ben Rutherford és **Thomas Royds** bebizonyította, hogy a radioaktív bomlás alfa-részecskéje megegyezik a hélium atommagjával.



3.2 ábra: Ionizáló sugárzások különböző áthatoló képessége

Az alfa-sugárzást egy papírlap is elnyeli, a béta-sugárzást egy vékony alumínium-lap, míg a gamma-sugárzást csak 4 méter vastag ólom képes teljesen elnyelni.

A **radioaktív bomlás exponenciális törvény**ének megadása Rutherford és **Soddy** (1902) nevéhez fűződik. Ők vették észre, hogy a bomlás mértéke a jelenlévő anyaelemek számától függ.

Elsőként **Rutherford** (1904) vetette fel a természetes **radioaktivitáson alapuló geológiai kormeghatározás** lehetőségét. Egy évvel később a Föld korát 500 millió évre becsülte urán tartalmú ásványok *He*-mennyisége alapján. **Boltwood** (1907) felismerte, hogy az *U* bomlási sor végterméke *ólm* izotóp, és a *Pb/U* arány alapján adott meg hasonló kort, mint Rutherford. **Holmes** (1913) által meghatározott, Földre vonatkozó radioaktív korérték 1,6 milliárd év volt.



Hans Geiger
(1882 – 1945)

A **Geiger-Müller számláló** kifejlesztése (1908) **H. Geiger** érdeme. További fejlesztésében munkatársa, **W. Müller** is részt vett (1928). Szcintilláción alapuló méréseket már a múlt század elején is végeztek, azonban a mérés fotoelektron-sokszorozóval történő kiegészítése csak 1944-ben valósult meg **Curren** és **Baker** révén. **F. W. Aston** 1919-ben fejlesztette ki az első **tömegspektroszkópot**.

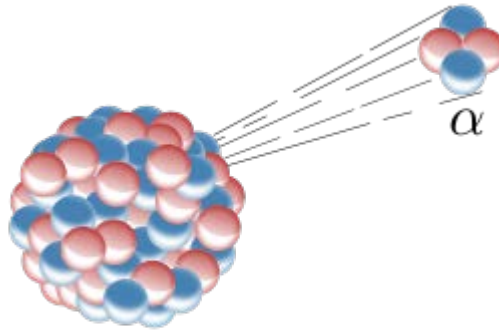
2. RADIOMETRIAI ALAPOK

Magátalakulások

A természetben előforduló **magátalakulások** az

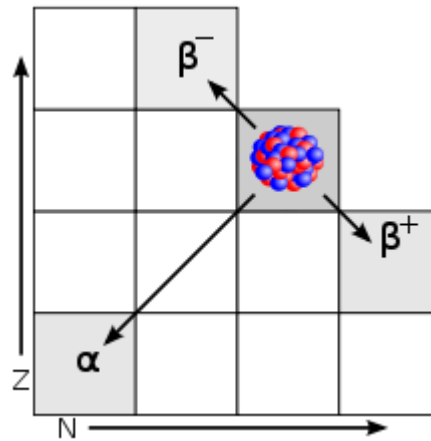
- α -bomlás (10%),
- β -radioaktivitás (57%),
- elektronbefogás (25%),
- spontán maghasadás (8%).

A **negatív** béta bomlás lényegesen gyakrabban figyelhető meg (46%), mint a **pozitív** (11%). Az atommagok ezen legfontosabb spontán átalakulása során a létrejövő új atom rendszáma (*Z*) – azaz a protonok száma – mindig megváltozik, míg a tömegszám (*A*) – az atommag protonjainak és neutronjainak együttes száma – az α -bomlás és a spontán maghasadás esetében csökken, míg β -radioaktivitás és elektronbefogás esetében nem változik.



3.3 ábra: Alfa-bomlás

A radioaktív bomlás alfa-részecskéje megegyezik a hélium atommagjával.



3.4 ábra: Magátalakulások

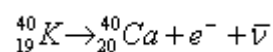
A protonszám (Z) és a neutronszám (N) változása alfa- és béta-bomlások esetén.

A természetben előforduló legfontosabb bomlásokat a **3.1 táblázat** mutatja. Látható, hogy az U két, a Th egy bomlási sorában csak alfa- és negatív béta-bomlás figyelhető meg.

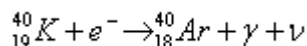
Elem	Radioaktív izotóp	Előford.%	Bomlási mech.	Stabil leányelem	Bomlási állandó λ (év ⁻¹)	Felezési idő $T_{1/2}(10^9 \text{ év})$
U	²³⁸ U	99.274	$8\alpha + 6\beta^-$	²⁰⁶ Pb	$1.55 \cdot 10^{-10}$	4.468
	²³⁵ U	0.720	$7\alpha + 4\beta^-$	²⁰⁷ Pb	$9.85 \cdot 10^{-10}$	0.7038
Th	²³² Th	100.	$6\alpha + 4\beta^-$	²⁰⁸ Pb	$4.95 \cdot 10^{-11}$	14.01
Rb	⁸⁷ Rb	27.85	β^-	⁸⁷ Sr	$1.42 \cdot 10^{-11}$	48.80
K	⁴⁰ K	0.1167	KEC(11%)	⁴⁰ Ar	$5.81 \cdot 10^{-11}$	1.25
			β^- (89%)	⁴⁰ Ca	$4.96 \cdot 10^{-10}$	
C	¹⁴ C	$1.6 \cdot 10^{-10}$	β^-	¹⁴ N	$1.21 \cdot 10^{-4}$	$5.73 \cdot 10^{-6}$

3.1 táblázat: A leggyakrabban előforduló radioaktív elemek és bomlási mechanizmusuk

A K-nak egyetlen izotópjá radioaktív, melynek bomlása nagyobb részt (89%) negatív béta-bomlás:

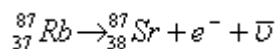


Kiseb arányban (11%) a K elektron héjról befogott elektron révén következik be az atommagban egy proton-neutron átalakulás:



Ez utóbbi spontán magátalakulás a fizikai alapja a K mennyiségi meghatározásának (így az U - és Th -mentes kőzetek agyagtartalma meghatározásának), továbbá a K - Ar kormeghatározási eljárásnak is.

A táblázatban feltüntettük a felezési időket is. A legnagyobb felezési ideje a 87-es tömegszámú Rb -nak van, mely neutron-proton átalakulás révén bomlik:



Radioaktív egyensúlyi állapot

Radioaktív bomlási sorok esetére a **radioaktivitás alapegyenletéből** származtatható le a radioaktív bomlás egyensúlyi állapotára vonatkozó feltétel.

Radioaktív egyensúlyi állapotról a bomlási sor egy eleme vonatkozásában akkor beszélünk, ha a keletkező és az elbomló atomok száma megegyezik.

Egy több lépésből álló bomlásnál egy köztes instabil k jelű elem atomjainak száma N_k a λ_k bomlási állandóval jellemezhetően csökken, az alaptörvény szerint:

$$\frac{dN_k}{dt} = -\lambda_k N_k$$

ugyanakkor a k jelű elem atomjainak száma nő az ezen elemet megelőző instabil elem bomlásából adódóan:

$$\frac{dN_{k-1}}{dt} = -\lambda_{k-1} N_{k-1}$$

A csökkenés és a növekedés összege a k jelű elemre:

$$\frac{dN_k}{dt} = -\lambda_k N_k + \lambda_{k-1} N_{k-1}$$

A fentiek értelmében az egyensúly feltétele, hogy N_k idő szerinti deriváltja zérus legyen, így

$$\lambda_{k-1} N_{k-1} = \lambda_k N_k$$

Az egyensúly hiánya esetén a *leányelem* mennyiségéből történő *anyaelem*-tartalom meghatározás nem lehet pontos. A radioaktív bomlás egyensúlyi feltétele a bomlási sor egészére is kiterjeszhető.

Különböző eredetű kőzetek radioaktivitása

A savanyú magmás kőzetek aktivitása nagyobb, mint a semleges vagy a bázikus kőzeteké. Általában érvényes, hogy a magmás kőzeteknél a SiO_2 tartalom és az U , Th , K koncentráció korrelációt mutat. Ezt tükrözi a 3.2 táblázat.

Az üledékes és metamorf kőzetek radioaktivitása részben a kiindulási kőzettől, másrészt a keletkezési körülményektől függ.

Összefoglalva elmondható, hogy a kőzetek természetes gammasugárzása a kőzetek U , Th , K koncentráció értékétől függ. A háttérsugárzást is döntően ez határozza meg. Megjegyezzük, hogy a kozmikus eredetű gammasugárzás nagyobb tengerszint feletti magasságoknál nagyobb intenzitású.

Az alábbi táblázat a magmás kőzetekre jellemző U , Th és K koncentráció értékek tartományát mutatja be.

Kőzet	U (ppm)	Th (ppm)	K (%)
ultrabázitok	0.001-0.01	0.004-0.01	0.004-0.15
peridotit	0.01-0.015	0.05-0.06	0.01-0.2
gabbro	0.5-0.9	1.5-3.5	0.4-0.7
bazalt	0.5-1.5	2-3.5	0.6-1.0
andezit	1.8-2.1	5-7	2.3-2.8
diorit	1.8-2	6-8.5	1.1-1.8
riolit	2.5-5	6-15	2-4
gránit	4-10	10-40	3-5

3.2 táblázat: Magmás kőzetek U, Th és K koncentráció értékei

A 3.3 táblázat összefoglalja néhány üledékes kőzet, valamint a kristályos palákra általában jellemző U, Th és K koncentráció intervallumokat.

kőzet	U (ppm)	Th (ppm)	K (%)
mészkö	1.5-2	1.5-2	0.2-0.4
homokkő	1.5-2.1	4-11	0.6-1.2
agyag	4-6	10-13	2.4-2.7
kristályos pala	1.5-4	5-15	0.5-4


3.3 táblázat: Néhány üledékes kőzet és kristályos pala U, Th és K koncentráció értékei

3. TERMÉSZETES GAMMAMÉRÉS

A geofizikai radiometriai kutatásokban az alfa- és béta-sugárzásokhoz képest nagyobb áthatoló képessége miatt a gammasugárzást mérik. A mérés **integrális** vagy **spektrális** lehet, attól függően, hogy a teljes energiatartományban jelentkező gamma sugárzást összegezve vagy energia-szelektíven vizsgálják. Az utóbbi lehetőséget ad a természetes gammasugárzást emittáló elemek mennyiségi meghatározására, ugyanis a gammasugárzás energiája izotóp-specifikus, intenzitása pedig az emittáló elem mennyiségével arányos.

A természetes gamma mérés legfontosabb geofizikai felhasználási területe az *uránkutatás*. A spektrális természetes gamma mérés – mely U, Th, K mennyiségi meghatározását teszi lehetővé – fontos alkalmazást nyer a *földtani térképezésben* is, ugyanis a magmás kőzetek természetes radioaktivitása korrelációt mutat a kőzet SiO₂ tartalmával. Egyes helyeken azt tapasztalták, hogy az effuzív kőzetek aktivitása nagyobb, mint a hasonló összetételű intruzívé. Az üledékes kőzetek képződési körülményeire lehet következtetni az U, Th, K előfordulási arányból.

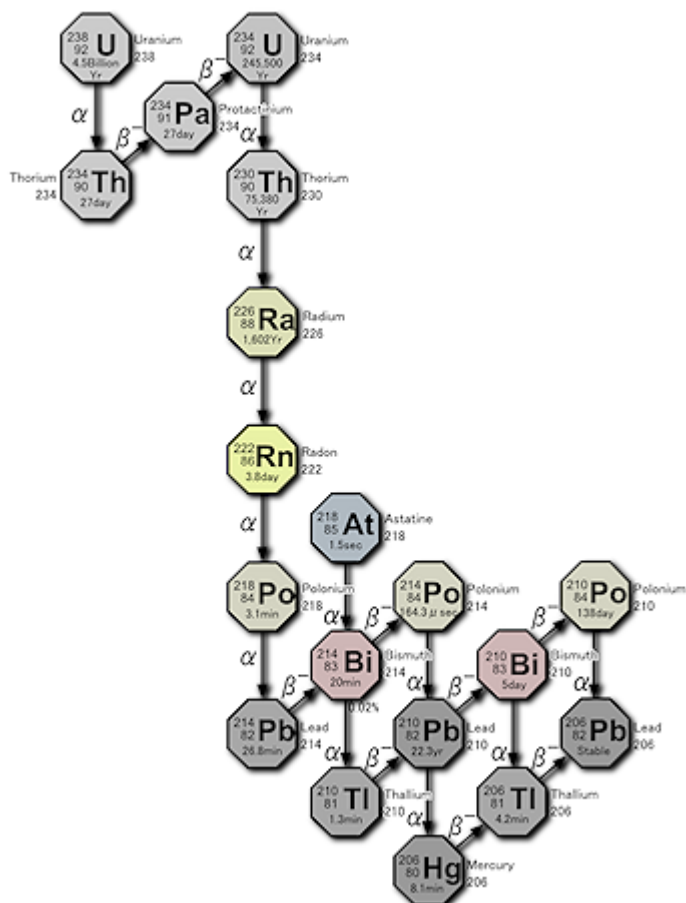
Szinte az összes természetes gamma sugárzás a ⁴⁰K-tól és a két U továbbá a Th bomlási sor radioaktív elemeitől származik. Az ²³⁸U előfordulási gyakorisága (99.274%) lényegesen nagyobb, mint az ²³⁵U-é (0.72%). Részben ezért is indokolt az ²³⁸U bomlási sorát felhasználni az U koncentráció meghatározására. Ezen bomlási sor 8 alfa- és 6 béta sugárzást tartalmaz. A **3.4 táblázat** a fő bomlási ágat mutatja.

A teljes bomlási sor megtalálható pl. **Steiner** és **Várhegyi** (1991), vagy **Renner at al.** (1970) munkáiban az U két izotópjára és a ²³²Th-re is, illetőleg ezen  az oldalon is.

Izotóp	Felezési idő	Bomlás
--------	--------------	--------

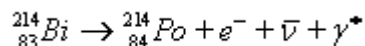
^{238}U	4.49×10^9 év	α
^{234}Th	24.1 nap	β^-
^{234}Pa	1.17 min	β^-
^{234}U	2.48×10^5 év	α
^{230}Th	7.7×10^4 év	α
^{226}Ra	1600 év	α
^{222}Rn	3.82 nap	α
^{218}Po	3.05 min	α
^{214}Pb	26.8 min	β^-
^{214}Bi	19.8 min	β^-
^{214}Po	162 μsec	α
^{210}Pb	22.3 év	β^-
^{210}Bi	5.01 nap	β^-
^{210}Po	138.4 nap	α
^{206}Pb	stabil	.

3.4 táblázat: ^{238}U bomlási sor fő ága



3.5 ábra: ^{238}U bomlási sora [1]

Az U tartalom meghatározása a ^{214}Bi béta-bomlását kísérő gammasugárzás intenzitásának a mérésén alapszik (megjegyezzük, hogy ezen izotóp alfa-bomlást is mutat). A bomlás eredményeként keletkező ^{214}Po izotóp gerjesztett állapotban jön létre és a stabil energiaszintre jutás végett több energián is gammasugárzást emittál (az alábbi formulában ezt érzékelteti a csillag jelölés a gamma fotonnál) az atommag, mely energia szintek közül a legnagyobb intenzitású 1.76 MeV-on jelentkezik. Ez utóbbi energiájú gammasugárzást használják fel ^{238}U tartalom meghatározására.

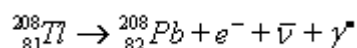


Összesen 6 alfa-, 4 béta-bomlás szükséges a ^{232}Th izotóp esetében, hogy az anyaelem a ^{208}Pb stabil végtermékké alakuljon át. A **3.5 táblázatban** a ^{232}Th bomlási sorának fő ágát adjuk meg, melyben a ^{208}Tl izotóp nem szerepel.

Izotóp	Felezési idő	Bomlás
^{232}Th	1.41×10^{10} év	α
^{228}Ra	5.8 év	β^{-}
^{228}Ac	6.13 óra	β^{-}
^{228}Th	1.91 év	α
^{224}Ra	3.66 nap	α
^{220}Rn	55.6 sec	α
^{216}Po	0.15 sec	α
^{212}Pb	10.64 óra	β^{-}
^{212}Bi	60.6 óra	β^{-}
^{212}Po	2.05×10^{-7} sec	α
^{208}Pb	stabil	

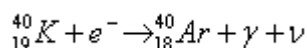
3.5 táblázat: ^{232}Th bomlási sor fő ága

A ^{208}Tl negatív béta-bomlását kísérő 2.62 MeV energiájú gammasugárzást használják fel a Th tartalom meghatározására.

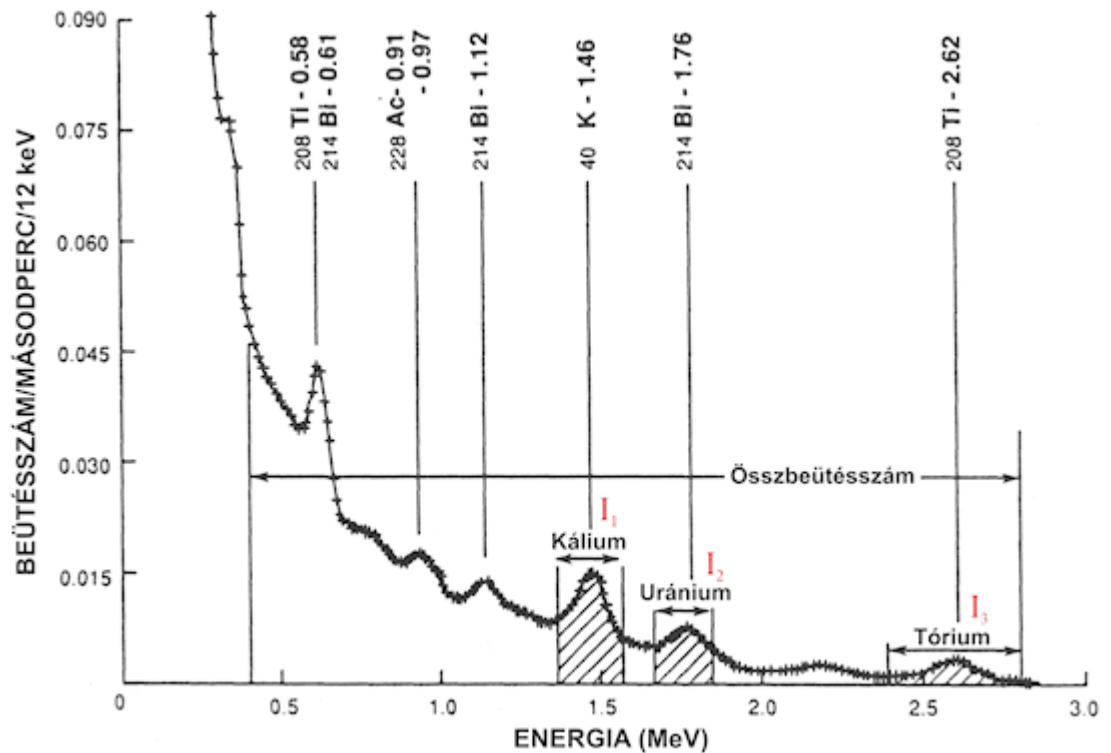


Ezen bomlás -az öt kísérő négy diszkrét energiájú gammasugárzás (erre utal a gamma foton felső indexe) révén - a Th bomlási sor stabil végtermékét eredményezi.

A káliumnak három természetes izotópja van, ezek közül stabil a ^{39}K (93.258%) és a ^{41}K (6.73%), radioaktív a ^{40}K (0.01167%). K mennyiségi meghatározására a ^{40}K elektron befogását lehet felhasználni, ugyanis a negatív béta bomlással létrejövő ^{40}Ca mennyisége nem mérhető ki a nem radiogén ^{40}Ca mennyiségéhez képest. A ^{40}K 11%-ban K befogással első lépésben metastabil ^{40}Ar -ná alakul át, melynek atommagja 1.46 MeV energián gamma kvantumot emittál stabil ^{40}Ar -ná alakulva:



Az 1,46 MeV energiájú gamma fotonok összegét mérve valójában a ^{40}K mennyiségére tudunk következtetni, azonban elfogadva a K izotópok előfordulási arány állandóságát, a K tartalom számítható.



3.6 ábra: Természetes gamma spektrum a K, U, Th energia szelektív ablakkal és az integrális méréshez javasolt energia intervallummal [ii]

A fenti ábrán egy **szcintillációs detektorral** mért természetes gamma spektrum látható. A *Th* kapuban csak a ^{208}Tl bomlását követő gammasugárzás mérhető, melynek intenzitása (I_3) arányos a *Th* tartalommal:

$$Th = k_3 I_3$$

Az *U* kapu döntően a ^{214}Bi bomlását kísérő 1.76 MeV energiájú gamma sugarakat detektálja, de méri a *Th* jelenlétét is, viszont a ^{40}K hatása nem jelentkezik. Így az *U* tartalom:

$$U = k_2 (I_2 - S_3 I_3)$$

Ugyanakkor a *K* ablakban a ^{40}K gamma sugárzása mellett az *U*- és *Th*-tól származó gammasugárzás is mérhető:

$$K = k_1 [I_1 - S_2 (I_2 - S_3 I_3) - S_1 I_3]$$

A k_i értékek az egyes energiaablakokra jellemző állandók, melyeket ismert összetételű sugárzó anyaggal lehet meghatározni. S_3 az *U* ablakban a *Th* hatását, S_2 és S_1 a *K* ablakban az *U* és *Th* hatását tükröző állandók. Általában 512 vagy 1024 csatornás szcintillációs detektoros műszerrel veszik fel a természetes gamma spektrumot terepi körülmények között.



INTERNETES KITEKINTÉS

A radiometriai terepi és laboratóriumi műszerekről **Renner et al.** (1970), **Steiner** és **Várhegyi** (1991) jegyzetekben találunk részletes leírást, továbbá a következő helyeken:

<http://mf2002.uw.hu/anyagok/gamma.pdf>

<http://www.tankonyvtar.hu/konyvek/kornyezettechnika/kornyezettechnika-7-4>

Az *U*, *Th*, *K* mennyiségének meghatározása fontos lehet az ércutatásban de a földtani térképezésben is. A legfontosabb alkalmazás természetesen az uránérc kutatása, melyet általában légi természetes gamma spektroszkópiai méréssel végeznek (pl. **Musset** és **Khan** (2000) ausztráliai esettanulmányában az *U* érc

területi előfordulását ppm-ben adja meg). Máskor a keresett érc radiometrikusan nem kutatható, azonban a kőzet, melyben az érc előfordulhat igen. Pl. a Telkibánya környékén található ezüstérc kálitrachithoz kapcsolódik, mely a környezetében lévő többi kiömlési kőzethez képest magasabb K és alacsonyabb Th tartalommal jellemezhető (**Kiss és Zelenka** 2009). Nagyon elterjedt a módszer földtani térképezéshez kapcsolódó alkalmazása is. Musset és Khan (2000) skóciai példát mutat be a különböző összetételű mélységi magmás kőzetek (gránit, tonalit, diorit) elkülönítésére.

4. RADON SZEREPE A RADIOAKTÍV KUTATÁSBAN

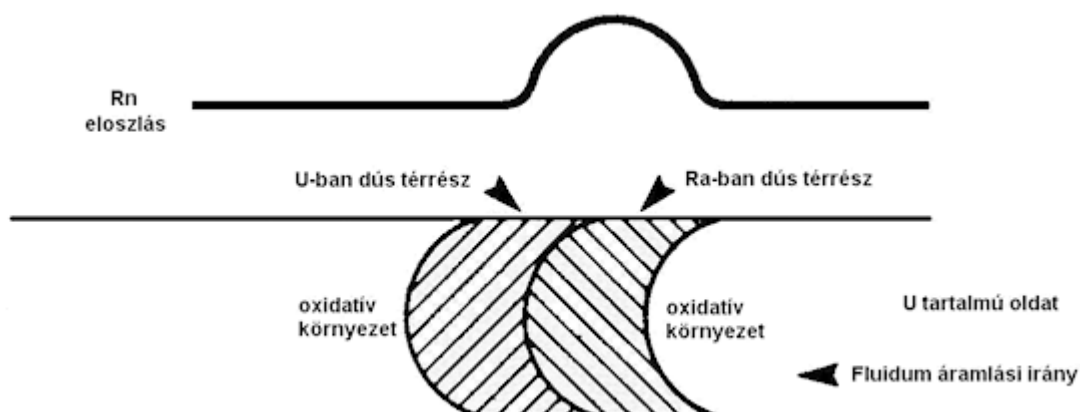
A **radon** színtelen, szagtalan radioaktív gáz, mely a **rádium** bomlásterméke (mely elem maga is bomlástermék). A radon megtalálható mind a két U bomlási sorban és a Th bomlási sorában is.

E. Rutherford 1899-ban a tórium preparátumból a levegőbe kerülő gázt (toron, ^{220}Rn) emanációnak nevezte, és eredetét kémiai úton végignyomozta. 1900-ban **F. E. Dorn** felfedezi a radont (rendszáma 86, tömegszáma 222) a Ra (^{226}U) bomlási sorának tanulmányozása során. Elem voltát **E. Rutherford** és **F. Soddy** bizonyítják. 1910-ben **William Ramsay** és **Robert Whytlaw-Gray** izolálta a radont, meghatározták sűrűségét. Eredeti neve a latin fénylő szóból *niton* volt, 1923-tól használják a radon megnevezést. A **3.6 táblázat** a ^{86}Rn elem legfontosabb izotópjait adja meg. Radon mérések fizikai elvét és a használatos műszereket **Steiner** és **Várhegyi** (1991) ismerteti.

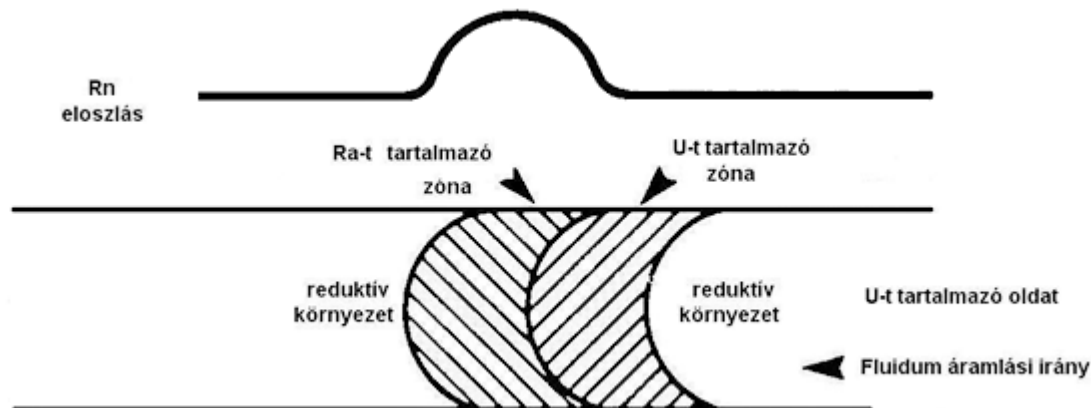
Bomlási sor anyaeleme	Fajl. aktivitás(Bq/kg)	Rnanya-eleme	Keletkező Rn izotóp	Rn felezési ideje	Alfa sug. energiája (MeV)	Rn leány-eleme	Bomlási sor végtermék
^{238}U 99.2745%	1.23E+7	^{226}Ra	^{222}Rn	3.82 nap	5.59	^{218}Po	^{206}Pb
^{232}Th 100%	4.08E+6	^{224}Ra	^{220}Rn	55.6 sec	6.404	^{216}Po	^{208}Pb
^{235}U 0.72%	5.76E+5	^{223}Ra	^{219}Rn	4 sec	6.946	^{215}Po	^{207}Pb

3.6 táblázat: A radon legfontosabb izotópjai és jellemzésük

A táblázatból kitűnik, hogy valamennyi Rn izotóp Ra izotópból alfa-bomlással jön létre. A Rn izotópok leányeleme Po , mely ugyancsak alfa sugárzás révén keletkezik. Terepi méréseknél a megemelkedett Rn szint Ra jelenlétére utal. Az U -ban és Ra -ban feldúsult zónák egymáshoz viszonyított helyzete geokémiai körülményektől függ. A **3.7 ábrán** a kezdetben U -t tartalmazó felszín alatti víz áramlása jobbról balra történik és oxidatív környezet esetén a Ra rosszabb oldhatósága miatt az U -ban dús térrész a Ra -ban gazdagabb zónához képest balra alakul ki. A két zóna közötti távolság nagyobb fluidum áramlási sebesség esetén megnő, a köztük lévő távolság nagyobb szulfátos, mint kloridos környezetben.



Ha a felszín alatti víz áramlása megegyezik az előbbi esettel, ugyanakkor az U tartalmú oldat redukáló környezetbe érkezik (3.8 ábra) a hatvegyértékű U négyvegyértékűvé redukálódik, majd kicsapódik. Ezeket a kicsapódási helyeket kémiai gátaknak nevezik. Redukáló környezetet eredményez általában a szerves anyagok, foszfátok, szulfidok, agyagásványok megjelenése. Ilyen esetben a Ra -ban dúsult zóna az U ásványokat tartalmazó térrésztől balra helyezkedik el, ennek megfelelően a felszíni Rn anomália is eltolódik.



3.8 ábra: U és Ra tartalmú zónák redukív környezetben [iv]

5. RADIOAKTÍV KORMEGHATÁROZÁS

A radioaktív kormeghatározás szemléltetésére gyakran a homokórával való hasonlatosságot említik meg. A homokórában minél több homok gyűlt össze az alsó részen, annál több idő telt el. A homokóra felső részében képzelhetnénk el az *anyaelemeket*, az alsóban a *stabil végterméket*. Minél több a stabil végtermék mennyisége a kiindulási anyaeleméhez képest, annál hosszabb ideje tart a bomlás. A hasonlat persze erőltetett, mert a homokóra esetében időegység alatt állandó mennyiségű homok jut át a szűkületen, ugyanakkor a spontán magátalakulást mutató atommagok mennyisége időben (exponenciális módon) csökken. Másrészt inkább egy olyan "homokórára" emlékeztet a radioaktív kormeghatározás, melynek az alsó részén az időmérés kezdetén már van valamennyi homok.

A stabil végtermék nem csak radioaktív bomlás révén keletkezik, hanem a stabil végtermékkel azonos, *elsődleges stabil izotópként* is megtalálható. Előbbi **radiogén**, utóbbi nem **radiogén** eredetű.

A radioaktív kormeghatározás lényege, hogy a *leányelem* (D) és az *anyaelem* (N) jelenlegi arányából a bomlás kezdetének időpontjára következtessünk.

Ezen adatból olyan geológiai esemény időpontjáról tájékozódhatunk, mint pl. az effuzív vagy intruzív kőzetek megszilárdulása óta eltelt idő, vagy a metamorfózis kora. A módszerrel kapott koradat akkor megbízható, ha a kőzet keletkezése (vagy a metamorfózis) óta a rendszer zártnak tekinthető, azaz a kormeghatározásra használt izotópok vonatkozásában az egyedüli változást kizárólagosan a radioaktív bomlás eredményezi. A magmás kőzeteknél a kristályosodás időpontjához képest fiatalabb kort határozunk meg, ugyanis a megszilárdult kristályok további hűlése révén válnak zárttá az ásványok (Báldi, 1979). Ez az elzáró hőmérséklet, mely alatt a leányelem diffúziója megszűnik, ásványonként és elemenként is változik.

A kérdéses kor a radioaktivitás alapegyenletének felhasználásával adható meg. A leányelem mennyisége $-D(t)$ - jelenleg, a bomlás kezdetétől számított t időpontban:

$$D(t) = N_0 - N(t) + D_0$$

Figyelembe vettük, hogy már a kőzet keletkezésekor is volt nem radiogén, a stabil végtermékkel megegyező izotóp D_0 mennyiségben (melynek mennyisége időben nem változott), továbbá minden elbomlott atomból stabil leányelem keletkezik és az anyaelemekhez hasonlóan nem távozik el, azaz zárt rendszer

feltételezésével élünk. Tekintettel, hogy D_0 értékét nem tudjuk, de értéke az alapegyenletből kifejezhető, írható, hogy:

$$D(t) = N(t)e^{\lambda t} - N(t) + D_0$$

Ebből pedig t megadható :

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left(\frac{D(t)}{N(t)} + 1 - \frac{D_0}{N(t)} \right)$$

Ha nincs kezdeti leányelem tartalom ($D_0=0$) a radioaktív kormeghatározásra vonatkozó összefüggés a következő alakú:

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

A *nem radiogén* és *radiogén* eredetű stabil végtermék megkülönböztetése mérésrel nem lehetséges, azonban radioaktivitást nem mutató ásványoknál vagy meteoritoknál tapasztalt izotóparányokat a datált (radioaktív) ásványokra is feltételezve a kormeghatározás feladata megoldható. Például a *rubídium-stroncium módszer* (lásd **3.1 táblázat**) esetében azt használják fel, hogy a ^{87}Rb -t nem tartalmazó ásványokban a $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ arány állandó (jó közelítéssel 0,71), az *U-Pb - Th-Pb* módszernél pedig a 206, 207, 208-as tömegszámú ólom és a 204-es tömegszámú ólom hányadosaira adódik egy-egy állandó érték, melyet urán mentes galenitre, vagy radioaktivitást nem mutató meteoritokra határoztak meg. A kormeghatározásban korábban nem szereplő izotópok (jelen esetben a ^{86}Sr vagy ^{204}Pb mennyiségét D_* -al jelölve, majd ezen mennyiséggel a leányelemre vonatkozó egyenlet mindkét oldalát elosztva kapjuk, hogy

$$D(t) / D_* = N(t)e^{\lambda t} / D_* - N(t) / D_* + D_0 / D_*$$

amiből a bomlás időtartama a következőképpen fejezhető ki

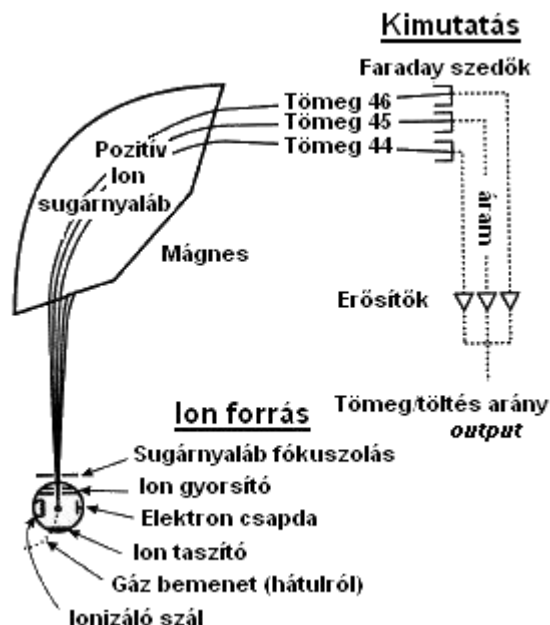
$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left(\frac{D(t)}{N(t)} + 1 - \frac{D_0}{D_*} \frac{D_*}{N(t)} \right)$$

Tömegspektroszkópia

Tömegspektroszkópiával izotóparányok meghatározása pontosan kivitelezhető.


Mivel tömegspektroszkópiával csak a gáz vagy gőz halmazállapotú ionok választhatók szét, ezért a vizsgálandó mintából először ilyen halmazállapotú anyagot állítanak elő, amit a következő lépésben pl. elektronokkal bombázva ionizálnak.

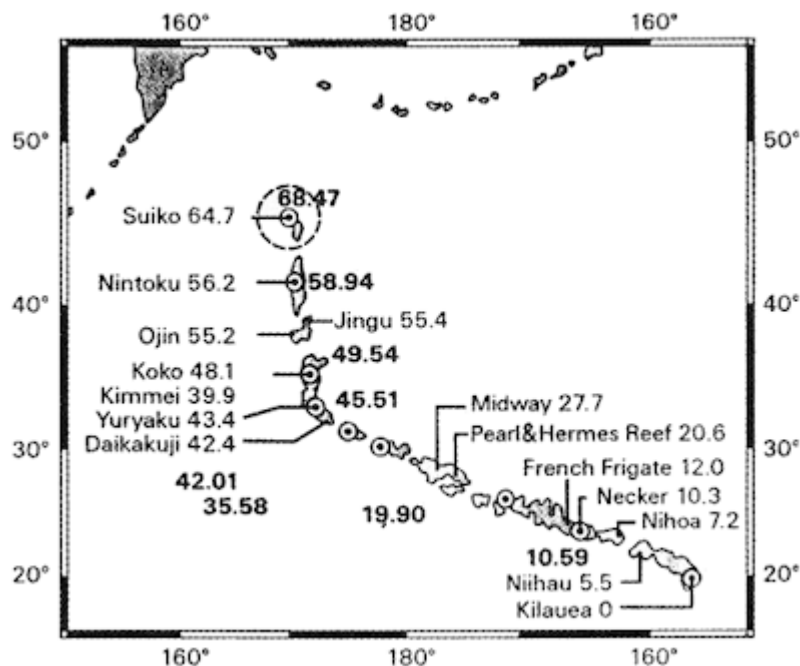
Ezt követően a pozitív ionokat elektromos térben gyorsítják fel, majd az ionsugárra merőleges mágneses tér segítségével pedig tömeg szerint szétválasztják. A Lorentz erő és a centrifugális erő egyenlőségéből adódnak az eltérő tömegekre a különböző pályasugarak. Mivel az ion tömege és a pályasugár között az összefüggés lineáris, minél kisebb a felgyorsított ion tömege, annál nagyobb mértékű az eltérése az egyenes vonalú pályához képest.



3.9 ábra: Tömegspektrométer elvi vázlata [v]


A radiometrikus kormeghatározás felhasználása

Az egyik legérdekesebb felhasználása a radiometrikus kormeghatározásnak a hőoszlopok és a felettük elhaladó litoszféra geometriai helyzetének időbeli rekonstrukciója. Jó példa lehet erre a Hawaii Emperorszigetlánc, mely a feltételezések szerint az óceáni lemez forró pont feletti elmozdulása során, bizonyos időközönként alakul ki. A feláramló olvadék átolvasztja/átlyukasztja az óceáni kérget és vulkáni szigetet hoz létre. Ez többször megismétlődik a helyben maradó *hot spot* és a felette elmozduló óceáni kéreg "kölsönhatása" miatt. A hátság fenékhegyei (pl. Suiko, Jingu, Yuryaku) és szigetei (pl. Midway, Necker) bazaltos vulkáni képződmények. A Hawaii forrópont anyaga jelenleg a Hawaii szigetek közül a legnagyobb alatt áramlik fel és 5 vulkánt (Kilauea, Mauna Loa, Mauna Kea, Hualalai and Kohala) is táplál. Több mint 60 millió évvel ezelőtt ezen a helyen a Suiko vulkán (jelenlegi fenékhegy) jött létre, a Hawaii *hot spot* kialakulásának eredményeként. A 3.10. ábrán a szigetlánc fontosabb tagjai és a hozzájuk tartozó K-Ar módszerrel meghatározott koradat látható *Kis* (2007) nyomán. Elfogadva a Hawaii *hot spot* állandó helyét és több mint 60 millió éves korát az ábra alapján még arra is lehet következtetni, hogy a Pacifikus-lemez kb. 40 millió évvel ezelőtti közel É-i mozgás iránya inkább ÉNy-ira változott meg. Ezen a weboldalon  a szigetlánc egyes tagjaira részletes kor és (a Hawaii forróponttól mért) távolságadatokat találunk, melyek ismeretében kiszámítható a Pacifikus-lemez mozgásának átlagos évi sebessége, ami kb. 10cm/év.



3.10 ábra: A Hawaii forrópont által létrehozott szigetek és fénékhégyek elhelyezkedése millió évben megadott radiometriai koradatok feltüntetésével

A Kárpát medencén belül is több, elsősorban vulkáni kőzet kormeghatározását végezték el radiometriai eljárással. A mélységi magmás kőzetek radiometriai kormeghatározására több módszer is használatos.

A Mórágyi Gránit komplex kialakulási történetét és későbbi metamorfózisát Shtagin és szerzőtársai (2004) U–Pb, Rb–Sr, K–Ar és ^{40}Ar – ^{39}Ar módszerrel vizsgálták meg. Cirkon frakción mérve U–Pb kormeghatározási eljárással a gránit kristályosodási korára 405 ± 4 millió évet állapítottak meg, a kőzet képződés szerintük így pre-variszkuszi korú. A gránit metamorfózisát K–Ar és Rb–Sr módszerrel 321 ± 22 millió évvel ezelőtti időintervallumba adták meg. A mórágyi gránit részletes történetét radiometrikus kormeghatározási eljárások tükrében a MÁFI 2004 évi jelentéséből ismerhetjük meg, vagy itt  is olvashatunk róla.

A vulkáni kőzetek kormeghatározására a K–Ar módszert használják leggyakrabban. A Kárpát-medencében a bázisos, neutrális és savanyú magma mindegyikéből, különböző földtörténeti időkben történt vulkáni tevékenység.



INTERNETES KITEKINTÉS

Részletesen **Hartai Éva** honlapjáról: <http://fold1.ftt.uni-miskolc.hu/~foldshe/> 

Az andezites vulkanizmus egyrészt az eocénre volt jellemző: a középső eocén- alsó oligocén idején jelentkezett, a létrejött sztratovulkáni ív fúrásokban a Zalai-medencétől a Mátráig, a felszínen pedig a Velencei hegységben és a Mátra egy részén Recsken található meg. Másrészt jelentős a miocén andezites vulkanizmus is. A középső miocén, bádeni andezit vulkanizmus (kb. 17-9 millió évvel ezelőtt) nyomai a Kárpátok belső íve mentén végig követhetők ("belső-kárpáti vulkáni koszorú"). Ennek hegységei vagy részei a Börzsöny, a Visegrádi-hegység, a Cserhát egy része, a Mátra továbbá a Közép-Szlovákiai vulkáni ív. Az Eperjes-Tokaji-hegység vulkanizmus egykorú az Északkeleti-Kárpátok vulkanizmusával (14-9 millió évvel ezelőttek). Ez a vulkanizmus kelet felé időben eltolódott, amit bizonyít a Keleti-Kárpátok 11 millió évnél fiatalabb vulkáni íve (Kelemen-havasok, Görgényi-havasok, Hargita-hegység). A Kelemen-havasok vulkanizmus kb. 10-11 millió évvel ezelőtt kezdődött el és dél felé haladva néhány tízezer éve ért véget a Szent Anna tónál, az ívet lezáró Csomádban.

A savanyú mészkáli vulkáni tevékenység 21-11 millió évvel ezelőtti időszakra tehető a Pannon-medence területén. A miocén három riolitufa szintjének a földtani gyakorlatban jól bevált koncepciója a radiológiai koradatok alapján korrekcióra szorulhat, ugyanis ennél több fázisban voltak ebben az időszakban kitörések. A Kárpátok vulkáni ívében található savanyú vulkanizmus 15-11 millió éves.




Részletesebben **Szakács Sándor** OTKA beszámolója  alapján.

A dunántúli, elsősorban pliocén korú bazalt vulkanizmus 5,3-2,5 millió évvel ezelőtt volt. A vulkáni tevékenység leírásával és kormeghatározásával többek között **Németh Károly** foglalkozott.



INTERNETES KITEKINTÉS

További információk: 

6. HIVATKOZÁSOK, IRODALOMJEGYZÉK

Báldi (1979): *A történeti földtan alapjai*, Tankönyvkiadó, Budapest

Gingrich (1983): *Radon as a Geochemical Exploration Tool*. *Geochemical Exploration*, 19.-41. oldal, edited by Björklund, 1984

Kis (2007): *Általános Geofizikai Alapismeretek*, ELTE, Eötvös Kiadó

Kiss, Zelenka (2009): *Geological Feature, Geophysical Measurements and Interpretation at the Telkibánya Research Area*, Geosciences, MiskolcUniversity Press, Vol.78. 97-113

Mussett, Khan (2000): *Looking into the Earth*

Renner, Salát, Stegena, Szabadváry, Szemerédy (1969): *Geofizikai Kutatási módszerek III.*, Felszíni Geofizika

Sharma (1997): *Environmental and Engineering Geophysics*

Steiner, Várhegyi (1991): *Radiometria*, Tankönyvkiadó, Budapest

7. ELLENŐRZŐ KÉRDÉSEK

3. LECKE: RADIOMETRIA - FELADATOK

Többször megoldható feladat, **elvégzése kötelező**.
A feladat végső eredményének a mindenkori **legutolsó megoldás** számít.

Oldja meg az alábbi feladatokat!



Válassza ki a helyes megoldást!

1. Ki fedezte fel a természetes radioaktivitás jelenségét uránszurokércen végzett fluoreszcencia jelenség vizsgálata során 1896-ban?

Kelvin

Fourier

Becquerel

2. Kinek a nevéhez fűződik a radioaktív bomlás exponenciális törvényének megadása?

Rutherford

Rutherford és Soddy (1902)

Thomson

3. Ki vetette fel a természetes radioaktivitáson alapuló geológiai kormeghatározás lehetőségét?

Thomson

Becquerel

Rutherford

4. Milyen bomlások vannak az U és a Th bomlási sorában?

Csak alfa bomlás.

Alfa és mindhárom típusú béta bomlás.

Az U két, a Th egy bomlási sorában csak alfa és negatív béta bomlás figyelhető meg.

5. Mit értünk radioaktív egyensúlyi állapoton?

Ha a hőmérsékleti és a nyomás viszonyoknak megfelelő a radioaktív bomlás üteme.

Radioaktív egyensúlyi állapotról a bomlási sor egy eleme vonatkozásában akkor beszélünk, ha a keletkező és az elbomló atomok száma megegyezik.

Egészítse ki a mondatokat!

6. A K-nak egyetlen izotópja radioaktív, melynek bomlása nagyobb részt (89%) béta bomlás.

7. A ⁴⁰K kisebb arányban (11%) a K elektron héjról befogott elektron révén bekövetkező proton-neutron átalakulással bomlik. Ez a béta bomlás egyik esete.

Igazak-e az alábbi állítások?

8. Minél nagyobb a kőzetek U, Th, K tartalma, annál nagyobb a természetes radioaktivitásuk.

I	H

9. A kőzetek SiO₂ tartalma és a természetes radioaktivitásuk korrelációt mutat: minél nagyobb az SiO₂ tartalom, általában annál nagyobb a kőzet U, Th, K tartalma is.

I	H

Válassza ki a helyes megoldást!

10. A geofizikai radiometriai kutatásokban mely sugárzást mérik

leggyakrabban és miért?

Bétasugárzást, mert a természetben a béta bomlás a leggyakoribb bomlás.

Alfasugárzást, mert diszkrét frekvenciájú.

Gammasugárzást, mert a legnagyobb az áthatoló képessége.

11. Mely elemek kőzetbeli koncentrációját lehet természetes gamma spektroszkópiával meghatározni?

Valamennyi elemét.

Csak a Th-ét.

Valamennyi elemét, mely kimérhető mennyiségben természetes gamma sugárzást emittál.

12. Az ^{238}U bomlási sor végén a 206, 207, 208 tömegszámú Pb izotópok közül melyik képzelhető el és miért?

^{206}Pb , mert az ^{238}U bomlási sorában van a legtöbb bomlás.

208 tömegszámú Pb izotóp a 8 alfa és 6 béta bomlás miatt.

Mivel a bomlási sorokban csak alfa és negatív béta bomlás figyelhető meg, másrészt a tömegszám csak az alfabomlás során változik meg (négygyel csökken bomlásonként), ezért a bomlás minden lépésében az anya és a köztes vagy stabil leány elem tömegszám különbségnek négygyel oszthatónak kell lenni. Ennek csak a ^{206}Pb felel meg.

13. Mi a közös a ^{222}Rn , ^{220}Rn , ^{219}Rn izotópokban?

Mind a három az U bomlási sorok valamelyikében van.

Mindegyik alfa bomlással Ra-ból keletkezik, és alfa bomlása során Po keletkezik belőlük.

Mindegyiknek nagyobb a felezési ideje mint 1 perc.

14. Van-e összefüggés a Rn anomália helye és a környezet oxidatív vagy redukív jellege között?

Van, mert általában a Ra-ban koncentrált rész felett alakul ki, és ennek kialakulási helyét a környezet oxidatív vagy redukív jellege határozza meg.

Nincs, mert a Rn a repedések mentén tetszőleges helyre eldiffundálhat.

15. A radioaktív kormeghatározás során mikor használhatjuk a $t = \frac{1}{\lambda} \ln \left(\frac{D(t)}{N(t)} + 1 \right)$ egyenletet a $t = \frac{1}{\lambda} \ln \left(\frac{D(t)}{N(t)} + 1 - \frac{D_0}{N(t)} \right)$ egyenlet helyett?

Csak akkor, ha a nincs kezdeti leányelem tartalom, azaz $D_0=0$.

Egyáltalán nem használhatjuk.



KIFEJTENDŐ KÉRDÉSEK

- Ismertesse a spektrális természetes gammamérés lényegét!
- Foglalja össze a Rn földtani kutatásban betöltött szerepét!
- Ismertesse a radioaktív kormeghatározás lényegét!
- Mire lehetett következtetni a radiometrikus kormeghatározás alapján a Hawaii hot spot esetében?
- Milyen következtetéseket lehet tenni a Kárpát medencén belüli vulkanizmussal kapcsolatban a radiometrikus kormeghatározás alapján?
- Összegezze, hogy milyen feladatokat lehet megoldani radiometriai módszerekkel!

BIBLIOGRÁFIA:

- [i] [Wikimedia Commons](#)
- [ii] Grasty (1987) nyomán
- [iii] Gingrich (1984) alapján
- [iv] Gingrich (1984) alapján
- [v] [Wikimedia Commons](#)