

A természetes radioaktivitás
vizsgálata
a Soproni-hegységben

Szakdolgozat

Aros Gabriella
matematika-fizika szak

2003

Témavezető: Horváth Ákos
ELTE Atomfizikai Tanszék

Tartalomjegyzék

- I. A radon a természetben
 - I.1. Természetes radioaktivitás
 - I.2. A radon egészségi hatásai
 - I.3. Magyarországi radon-mérések áttekintése
 - I.4. A radon potenciál, a radon áramlását befolyásoló tényezők

- II. A radonkoncentráció forrásának kutatása
 - II.1. Radonmérések néhány más országban
 - II.2. Radon és kőzetek deformációja
 - II.3. Az urán és tórium előfordulásának geológiai alapjai
 - II.3.1 Urán és tórium a kőzetekben
 - II.3.2 Az urán geokémiája
 - II.3.3 Potenciális uránhordozó ásványok

- III. A Soproni-hegység
 - III.1. A Soproni-hegység geológiai adottságai
 - III.2. Radionuklidok a Soproni-hegység kőzeteiben
 - III.3. A vizsgálat célja

- IV. Az urántartalom meghatározásának elvi alapjai
 - IV.1. Az ^{238}U és ^{232}Th bomlási-sor elemeinek detektálás
 - IV.2. A radioaktív egyensúly
 - IV.3. A gamma-spektroszkópia alapjai
 - IV.3.1. A gamma-spektroszkópia

- V. A talaj- és kőzetminták gamma-spektroszkópiái mérési módszere
 - V.1. Mintavétel
 - V.2. A talajminták előkészítése
 - V.3. A mérési eljárás
 - V.4. A kiértékelés
 - V.4.1. A háttér mérése és eredményei
 - V.4.2. A kiértékelés menete

- VI. Vizek radontartalmának meghatározásának módszere

- VII. Mérési eredmények és diszkusszió

- VIII. Az eredmények összefoglalása

- IX. Természetes radioaktivitás tanítása a középiskolában
 - IX.1. A természetes radioaktivitás áttekintése
 - IX.2. Tanulókísérletek és feladatok

Bevezetés

A természetes radioaktivitás emberre gyakorolt hatása első sorban a radon és leányelemei sugárzásának tulajdonítható. A radon lakáslevegőben, belső légterekben felhalmozódva hosszú távon az egészségre veszélyes lehet, ezért az elmúlt évtizedben élénk érdeklődés kíséri a radonkoncentrációk feltérképezését. Felmerül a kérdés, hogy mi a belső légterekben felhalmozódó radioaktív gáz eredete. Ez a kérdés a fizikai mérési eljárások alkalmazása mellett *geológiai szempontok* figyelembe vételét kívánja meg.

A radon beltéri levegőben történő felhalmozódása nagyon komplex folyamat. Befolyásolja a talaj, kőzetek urán- és rádiumtartalma, a felszín alatti formák légáteresztő tulajdonságai, a meteorológiai viszonyok, a házak építési sajátosságai, a szél és hőmérsékleti viszonyok miatt kialakuló áramlási viszonyok. Kutatásaink korán olyan mérendő mennyiségeket kerestünk, melyek meghatározása *reprodukálható és meghatározó jellegű tényező* a házakban kialakuló radonkoncentráció *eredetének* vizsgálata szempontjából. Ennek megfelelően a **talaj urántartalmát** gamma-spektroszkópiás módszerrel és a **felszín alatti vizek** (forrás- és kútvizek) **oldott radontartalmát** folyadékszintillációs módszerrel határoztuk meg. A mérési terület a Soproni-hegység volt, amely gránitból átalakult metamorf alapkőzete – a gneisz – miatt érdekes.

Ha egy új lakóházat építünk kíváncsiak lehetünk arra, hogy felépülés után a házban kialakuló radonkoncentráció mekkora lesz. Ennek időbeli változását befolyásolják a gyorsan változó mellékfeltételek, de a hosszú időre átlagolt radonkoncentráció az épület szerkezeti sajátosságain felül a terület geológiai adottságaitól függ. Ezeket az adottságokat meg lehet mennyiségileg is fogalmazni a *radonpotenciál* bevezetésével. Ez megadja a várható átlagos radontartalmat egy átlagosan épített ház esetére. Az általunk mért urántartalom és vízben oldott radonkoncentráció két fontos adat a radonpotenciál számításához, és így a területen lakók által hosszú idő alatt elnyelt radioaktív dózis megbecsléséhez.

A nagy urántartalmú kőzetek, talajok gyakran nem jelentenek akkora radonpotenciált, mint kisebb aktivitású de nagy mértékben felaprózódott társaik. Fontos tényező, hogy a radon milyen könnyen tud kijutni a kőzetből, talajszemcsékből.

Kutatásaink célja a terület radioaktivitásának felmérése, talaj- és kőzetminták urán- és tóriumtartalmának meghatározása, az ezek közötti összefüggés keresése. Az uralkodó barna erdőtalaj szemcséinek radonkibocsátási tulajdonságainak meghatározását is megcélazzuk. Ezen kívül a talajmintákkal azonos helyről vett felszín alatti vízminták (ez számunkra a forrásvizek esetén elérhető) ill. bánfalvai kútvíz-minták oldott radontartalmát kívánjuk megállapítani, és keressük ezen tulajdonságok összefüggését a hegységet alkotó alapkőzettel.

I. A radon a természetben

Földünk legtöbb országában találtak már magas radioaktivitású lakótereket. Az ilyen lakásokban az egészségünk károsodásának nagyobb a valószínűsége, elsősorban a tüdőrákos megbetegedések miatt. Ennek az oka főleg a radonnak és bomlástermékeinek tulajdonítható. A radonnak húsz izotópját ismerik. Ezekből három található meg természetes környezetünkben az urán-, aktínium- és tórium-sor tagjaiként (^{219}Rn , ^{220}Rn , ^{222}Rn). Legnagyobb felezési ideje a 222-es tömegszámú Rn-izotópnak van. A ^{222}Rn felezési ideje 3,82 nap elegendően nagy ahhoz, hogy a keletkezési helyétől eltávolodva jelentősebb koncentrációban felhalmozódhasson környezetünkben. A Th-család bomlássorában lévő izotóp a ^{220}Rn , toron 55,6 s felezési idővel rendelkezik, így kiszökése a talajból, kőzetekből kisebb mértékű. Ez az oka annak, hogy a toron a légköri koncentrációja kisebb a radonéhoz képest (legtöbb esetben elhanyagolható) annak ellenére, hogy a tórium anyaelem koncentrációja magasabb a Földünkön az uránhoz viszonyítva. Az ^{235}U bomlási sorából származó ^{219}Rn aktivitása 3,96 s felezési ideje és az ^{235}U relatív kis koncentrációja miatt nem számottevő. Mivel az ^{238}U minden talajban és kőzettípusban megtalálható valamilyen mértékben, így a radon is mindenütt jelen van. A radon levegőbeli koncentrációja az utóbbi évszázadban megnőtt az egyes iparterületeken a szénérőművekben keletkező salak hatására. A légköri radon elsődleges forrása az univerzálisan a földkéregben jelenlévő urán.

A radon apoláros tulajdonsága ellenére jól oldódik vízben, mivel könnyen deformálható az elektronfelhője, ezért nemcsak a légtérben, talajban, kőzetekben, de a vizekben, oldott állapotban is megtalálható. A természetes radioaktivitás egyik legjelentősebb forrása a radon [1].

I.1. A TERMÉSZETES RADIOAKTIVITÁS

A lakosságot érő természetes eredetű ionizáló sugárzás forrása 8%-ban a kozmikus sugárzás, 11%-ban az emberi testben lévő radioaktív izotópok (NCRP 93). A fennmaradó jelentős rész a földi eredetű természetes sugárzás. A földkéregben olyan izotópok sugároznak, melyek még a Föld anyagát kialakító

szupernovarobbanásból származnak és felezési idejük azonos nagyságrendű Földünk életkorával.

A legjelentősebb elemek és sugárzásuk mértéke a háttérsugárzásban .

| izotóp | Felezési idő | Százalékos részesedés az embert érő sugárterhelésben |
|--|-------------------------------------|--|
| ^{40}K | $1,28 \cdot 10^9$ | 13,8% |
| ^{87}Rb | $47 \cdot 10^9$ | 0,3% |
| ^{238}U és ^{235}U bomlási soraiból származó izotópok, radon | $4,49 \cdot 10^9 / 7,04 \cdot 10^8$ | 55,8% |
| ^{232}Th bomlási sorából származó izotópok | $14,1810^9$ | 14% |

A természetes radioaktivitás legjelentősebb forrásai a földkéregben lévő ^{238}U és ^{232}Th bomlási sorának elemei. ^{235}U izotópja csupán 0,711%-os arányban fordul elő az ^{238}U izotóphoz képest, ezért leányelemeinek hozzájárulása a természetes háttérsugárzáshoz nem jelentős. Fontos összetevője viszont a sugárzásnak a béta-bomlása után gamma-bomlást is szenvedő ^{40}K izotóp a földkéregben lévő magas K-tartalom miatt (annak ellenére, hogy a ^{40}K izotóp aránya az összes K mennyiségéhez képest 0,0119%). A csupán béta-bomló elemek, mint ^{87}Rb kis mennyiségben fordulnak elő és a kibocsátott elektronok a bomlás helyén lokálisan elnyelődnek, így nem befolyásolják a természetes háttérsugárzást jelentős mértékben, kivétel ha olyan elemekről van szó amelyek képesek beépülni az emberi szervezetbe. Hasonlóan csekély a hozzájárulásuk ehhez a hatáshoz a kis mennyiségben előforduló mesterséges eredetű β - és γ -sugárzó elemeknek, mint például a ^{60}Co . A kozmikus sugárzás által a légkör felső rétegeiben keletkező, β -bomló trícium és ^{14}C is csak az emberi szervezetbe bejutva járul hozzá a sugárterhelésünkhöz (kis mértékben).

A talajban lévő radioaktív izotópok közvetlenül γ -sugárzásukkal is növelik a természetes háttérsugárzás mértékét. Ezt a sugárzást a talaj önmaga leárnyékolja, ezért az emberekre gyakorolt hatása kicsi, a teljes sugárterhelés 8%-át alkotja. A talajból kidiffundáló vagy kiáramló radioaktív nemesgáz, a radon, azonban az emberekkel közvetlen kapcsolatba tud kerülni. A radon-kiáramlás és a lakóházakba beáramlás dinamikája nagyon komplex, az időjárási tényezők nagymértékben befolyásolhatják. Mindezek ellenére a radon lakóterekben jelentkező magas koncentrációja adja a radioaktivitás emberre gyakorolt hatásának 54%-át [30].

A lakások légtérének radontartalma kisebb részben az építőanyagokból(20%), nagyobb részben a talajból, alapkőzetből származik: 15%-ban diffúzióval, 45%-ban a talajlevegő és a lakótér légnyomáskülönbsége következtében kialakuló szivóhatás segítségével áramlik be a lakásokba. A további adatok: átlagosan a lakások radontartalmának 17%-a diffundál be a külső légtérből, 2%-a szabadul fel a háztartásokban felhasznált vízből és 1%-a a földgázból. A veszélyeztetett, magas ^{238}U -tartalmú alapkőzetre épült településeken télen a megnövekedett nyomáskülönbség, valamint a ritkább szellőztetés miatt hatalmas radonkoncentrációjú lakóhelyek alakulhatnak ki. Ennek következtében télen és éjszaka magasabb beltéri radonkoncentrációkat mérnek.

A radioaktív sugárzások emberre gyakorolt hatását a dózisegyenértékkel jellemezhetjük. A Sievert (Sv) a dózisegyenérték mértékegysége; értéke megegyezik az egységnyi tömegű emberi szövetben elnyelt energia és az adott sugárzás minőségi faktorának szorzatával [3]. A félhalálos dózisegyenérték 5 Sv, hazánkban a munkahelyi dózisterhelés nem haladhatja meg az 50 mSv-es éves elszennvedett többletdózist. A természetes radioaktivitás éves dózisegyenértéke pedig 2 mSv, amiből a radon sugárzása önmaga kb. 1 mSv-et képvisel.

1.2. A RADON EGÉSZSÉGI HATÁSAI

A lakóterek belső radonkoncentrációjára, mint komoly egészségügyi rizikófaktorra csupán a hetvenes-nyolcvanas években figyeltek fel világszerte. Az egészségügyi határértékeket ennek megfelelően állapították meg és gondosan ellenőrzik számos államban. Megemlítjük, hogy 1990-es vizsgálatok alapján az Egyesült Államok Közegészségügyi Hivatala szerint az országban évente bekövetkező 20000 tüdőrákos halálesetből 5000 elhalálozás oka a beltéri magas radonkoncentráció, ugyanez a statisztika a Brit Nemzeti Sugárvédelmi Bizottság becslése alapján 41000 tüdőrákos megbetegedésből 2500 alakul ki a lakóterek radontartalma miatt [2]. Ma már szinte valamennyi államban fontosnak tartják a kérdést és a lakosság számára ajánlott határértékeket vezettek be. Az Európai Unióban elfogadott, a Nemzetközi Sugárvédelmi Bizottság által ajánlott beltéri radonkoncentráció-határérték 400 Bq/m^3 . A $200\text{-}400 \text{ Bq/m}^3$ koncentráció esetén

már ajánlott a mentesítés, az intézet a 200 Bq/m^3 alatti beltéri radonkoncentrációértéket javasolja minden esetben.

A radon nemesgáz, ezért a belélegzett radon nagy része ki is ürül a tüdőnkől, így a sugárdózisunkhoz való hozzájárulása nem túl nagy. A rövid felezési idejű, kémiaiilag aktív leányelemei viszont a tüdő falához, levegőben lévő aeroszolokhoz stb. előszeretettel kötődnek. Radontartalmú levegőt belélegezve annak leányelemei α -, β -, γ -sugárzással bomlanak. A belélegzett porszemcséket a légzőrendszerünk nagy hatásfokkal kiüríti, ez a tisztító folyamat viszont nem működik az egészen kis méretű légszennyeződések (pl. a dohányfüst részecskéi) esetén. Ezek tehát a tüdő hörgőcskéinek felületén megtapadva, ott bocsátják ki a radioaktív bomlásokból származó részecskéiket. Egészségre különösen a nagy energiájú (5-8 MeV) α -részecskék veszélyesek. Ezek szövetkárosító hatása a kis hatótávolság következtében fokozott. A radon és leányelemeinek károsító hatása a többi szervünkre a hatótávolság növekedtével elenyésző, hiszen az α -sugárzás már a bőrünk szöveteiben is elnyelődik. Az α -sugárzás viszonylagos biológiai hatékonysága mintegy 20-szor nagyobb a röntgen-, β -, γ -sugárzásokénál. Ennek oka a rövid hatótávolságon belüli nagy fajlagos energiaátadás. a belső légterek nem túl nagy radonkoncentrációi által kiváltott egészségügyi kockázat a sztochasztikus tartományba esik. Ha kialakul a biológiai hatás, akkor az 15-20 év lappangási idővel létrejövő daganatos megbetegedés, elsősorban tüdőrák. [2,3] Egyes kutatások szerint a 100 Bq/m^3 radonkoncentrációjú lakáslevegő is az átlagosnál nagyobb rizikót jelent. Az alacsony sugárdózisok pozitív hatásai azonban még csak a kutatás korai fázisában járnak, és nem rendelkezünk róluk elegendő információval.

I.3. A MAGYARORSZÁGI RADONMÉRÉSEK ÁTTEKINTÉSE

Mátraderecske térségében az intenzívebbé váló gázfeláramlás következtében az ezzel együtt magasabb radonkiáramlást feltételezve mértek beltéri radonkoncentráció-értékeket 1992-ben a debreceni ATOMKI munkatársai. A térségben a geológiai törésvonalak helye a megnövekedett gázfeláramlás előtt is ismert volt. A gáz a törésvonalak mentén áramlik fel, magával sodorva a felszín alatti repedésekből keletkező radont is. A mérések ezeket a tényeket alátámasztották: a község törésvonalakat lefedő középső területein vizsgált 70 lakóház légterében a mért radonkoncentrációk átlaga 929 Bq/m^3 (a medián értéke 295 Bq/m^3 , ami azt mutatja, hogy az átlagot néhány kiugróan magas radonkoncentráció növelte meg) a

szélső területeken felmért 60 házban átlagosan 134 Bq/m^3 (a medián értéke 73 Bq/m^3) radonkoncentrációt tapasztaltak. Bebizonyosodott a várakozással összhangban a házak alatti pince erős szigetelő hatása [6].

Magyarország nagyon sok településén végeznek nyomdetektoros méréseket a RAD Lauder Laboratórium munkatársai. Elsősorban az iskolákkal együttműködve több mint 300 (elsősorban) falvat mértek fel négy évszakban külön-külön meghatározva az átlagos beltéri radonkoncentráció átlagait. Óriási munkájuk eredményeként ismerünk már átfogó jellegű adatokat Magyarország egyes régióiról.

Hámori Krisztián és Horváth Ferenc a gránit alapkőzetű Mórággyi Rög településeinek lakásaiban mérték fel az azokban lévő beltéri radonkoncentrációt. Nem találtak kiemelkedően magas radonkoncentrációjú lakást. Ennek okát a későbbi vizsgálataik során az alapkőzetből vett gránitminták nagy tömörségének tulajdonították. Ez lehet az oka annak, hogy a kőzetben keletkezett radon túlnyomó része bent rekedhet az alapkőzetben. Azokban a falvakban melyek gránitmurva alapkőzetre épültek a lakáslevegő radonkoncentrációjának átlaga magasabbnak adódott és eloszlásuk is a nagyobb radonkoncentráció felé tolódott el. Ezt a megállapítást támasztotta alá a felszín alatti vizek vizsgálata is [5].

Az uránban gazdag kőzetű barlangok légterében, az ilyen típusú kőzeteken átfolyó vizekben kiemelkedő értékű radonkoncentrációkkal találkozhatunk. A Lukács-fürdőt tápláló Molnár János-barlangban 80000 Bq/m^3 , a Rudas-fürdő Juventus-forrás vizével táplált uszodájában 4000 Bq/m^3 a levegő radonkoncentrációja, ennek eredete a Juventus-forrás vizében mért 120 Bq/l -es radonkoncentráció [3].

1997-ben ajkai lakóházak légtereit vizsgálták, hogy megállapítsák milyen mértékű a lakosság többlet-sugárterhelése az ajkai hőerőmű működése következtében. További kutatási cél volt az 1960 előtt épült lakóházak belső radonkoncentrációjának feltérképezése, mert ekkor elsősorban az erőműből kikerült hamuval és a szénbányából kikerülő meddőközettel építkeztek. A 136 felmért lakóház közül 77 átlagára 78 Bq/m^3 -t, míg az alacsonyabb radonkoncentrációjú 59 helyszínre 32 Bq/m^3 átlag adódott. A földszinti helyiségek átlaga (111 Bq/m^3) jóval nagyobb volt, mint az emeletieké (35 Bq/m^3). Megállapítható továbbá, hogy a többlet-radon hatása a családi házakra és az 1960 előtt épült házakra koncentrálódik. A legmagasabb átlag az 1960 előtt épült házakra adódott: 137 Bq/m^3 , 12 ilyen ház közül 7 magas radonkoncentrációval bír. Tehát Ajkán a házak egy jelentős részében elsősorban a szén meddőjének, salakjának és hamujának építőanyagként való felhasználása többlet sugárterhelést okoz a lakosságnak [7].

Balogh Zoltán Zsolt és Bodó Péter 1999-ben Sajóhídvég házainak magasabb radonkoncentrációjának eredetét vizsgálták méréseik során megállapították, hogy a jelenség fő oka a vályog alapú építőanyagok magasabb aránya. A település általjának uránkoncentrációja ugyanis nem haladja meg az átlagos értéket, azonban a vályog, vertfal duzzadó agyagban lévő potenciális uránhordozó ásványok jelenléte okozza az említett jelenséget [4].

I.4. A RADONPOTENCIÁL, A RADON ÁRAMLÁSÁT BEFOLYÁSOLÓ TÉNYEZŐK

A rádium α -bomlással radonná alakul. A bomlás során a keletkező α -részecske és a radon egymással ellenkező irányban lökődnek. A radon gázhalmazállapotú, ezért sokkal inkább mozgékony, mint az urán vagy rádium. A kőzetekben, talajban keletkező radon így elhagyhatja forrását, kiléphet az uránt tartalmazó szemcséből. A folyamat irányultsága és a rádiumatom helyzete a szemcsében (közel van-e a szemcse határához) a két legfontosabb tényező, ami a kőzetbeli ásvány elhagyását befolyásolja. A felszabaduló radon bejut a talajlevegőbe az ott esetleg jelenlévő talajvízben csak fel tud oldódni. Ha a bomlás a kőzet belsejében történik, a radon a repedéseken keresztül tudja elhagyni a kőzetet. Ha repedések nincsenek feltehetően nem tudjuk érzékelni a keletkezett radont.

Tehát a radon mozgásának sebessége függ a közeg átteresztőképességétől. Talajvízbe jutva jelentősen lelassul. Bomlása előtt nem tud megtenni többet 2-3 cm-nél, míg száraz talajokon át képes több, mint néhány méter távolságot is megtenni [19]. A nagy permeabilitással rendelkező kőzetek megkönnyítik a radon transzportját a talajban. A talajrészecskék inkább legnagyobb kiterjedésük szerint vízszintesen orientálódnak. Ennek következtében a finomszemcsés talajok vízszintes permeabilitása 10-1000-szer nagyobb lehet a függőleges irányhoz képest. A különbség számottevő ha a talaj nagyobb mennyiségben tartalmaz agyagásványokat [12].

A radon diffúzióval és konvektív áramlásokkal mozog a talajban. A kis permeabilitású talajok esetén a diffúzió, a nagyoknál a konvektív áramlás a számottevő. A nagy permeabilitású talajok felett alakul ki a legnagyobb lakótéri radonkoncentráció. A talaj porozitásának is nagy hatása van a radontranszportra, de a permeabilitás a döntő jelentőségű. Az agyagok viszonylagosan nagy porozitásuk ellenére nem nagy permeabilitással bírnak [4].

A lakóházak alatt elterülő talaj urántartalma (rádiumentartalma), és permeabilitása és a beltéri radonkoncentrációk között az eddigi mérések összefüggéseket mutatnak. Felmerül a kérdés, hogy egy lakóház felépítése előtt, vagy már meglévő épület esetén a radon mérés nélkül megbecsülhető-e az átlagos radonkoncentráció. Az igazából mérhető koncentrációk természetesen még ezen kívül az adott épület szerkezetétől és a mindig változó meteorológiai viszonyoktól is függeni fognak. Azonban egy ilyen – alapvetően geológiai információkat tartalmazó – radon-átlag jól jellemez egy adott területet a radon veszélyességének megállapítása szempontjából. Ezt a mennyiséget hívjuk radonpotenciálnak.

A lakóterek átlagos radonkoncentrációja az alábbi képlett alapján becsülhető jó közelítéssel:

$$\bar{R} = S_{\dot{a}} + S_{\dot{e}} + S_{\dot{v}} + \frac{K_{\text{talaj}} \times N_k}{\dot{A}_{\text{talaj}} + \dot{A}_{\text{alapzat}}} \times \frac{1}{V}$$

ahol a jelölések:

$S_{\dot{a}}$ – a radon külső légtérből beáramlásának üteme Bq/s

$S_{\dot{e}}$ - a radon talajból és építőanyagokból beáramlásának üteme Bq/s

$S_{\dot{v}}$ - a oldott radon vízből való beáramlásának üteme Bq/s

K_{talaj} -a lakóház közelében a talajlevegő átlagos radonkoncentrációja Bq/m³

N_k -az átlagos nyomáskülönbség a talajfelszín és az épület alapjának magassága között

\dot{A}_{talaj} -a lakóház közelében a talaj légáteresztő képessége $\Delta P \cdot s/m^3$

\dot{A}_{alapzat} -a ház alapjának légáteresztő képesége $\Delta P \cdot s/m^3$

V -az átlagos ventiláció mértéke m³/s

1992-ben Kanadában átfogó felmérés keretében megmérve az ország különböző területein a $S_{\dot{a}}$, $S_{\dot{e}}$, $S_{\dot{v}}$ -értékeket azt tapasztalták, hogy azok nagyon kis súlyuknál fogva nem okozhatnak sehol emelkedett radonkoncentrációt [8].

C_{talaj} értéke a talaj rádiumtartalmától míg az I_{talaj} -é a talaj nedvességtartalmától és szemcseméretétől függ. Az áramló talajlevegő sebessége kisebb, mint egy m/nap ha a jó légáteresztő képességű talajokat is vizsgáljuk. Abban az esetben, amikor a talajréteg több méter mély, az alapkőzetből érkező legtöbb radon a felszínre jutása előtt elbomlik. Jól

kimutatható összefüggés a vizsgált terület alapkőzete és a radonpotenciál között csak akkor fontos, ha a talajréteg valamilyen okból csekély mélységű.

A radon koncentrációját befolyásoló tényezők (+ növelő, - csökkentő hatás)

| tényezők | geológiai | évszakos | Napi |
|-------------------------|-----------|----------|------|
| Talaj Ra tartalma | + | | |
| Talaj permeabilitása | + | + | |
| Csapadék/talajnedvesség | | + – | + – |
| Légnyomás | | | – |
| Szálsébség | | | – |
| Lég hőmérséklet | | – | + – |
| Talaj hőmérséklet | | – | + – |

Az ideiglenes külső hatások a talaj felszínén okozhatnak változásokat a radon transzportjában. Az eső és a hó olvadása befolyásolja a talajban a radon migrációját. Ha a talajfelszín hosszabb ideig nedves ennek következtében a radon kiáramlása ideiglenesen leáll. A külső alacsony légnyomás megnöveli a talaj felső rétegeinek radonkoncentrációját. A talajközeli erős szelek eltávolíthatják a felszín közeli gázokat, így lecsökkenthetik a felszíni radonkoncentrációt. A szél hatása a talaj felszínközeli rétegeinek radonkoncentrációjára több tényezőtől függ pl. talaj permeabilitása, talajnedvesség mennyisége, talajfedés típusa stb. Egyes szerzők szerint a szelek tulajdonságaiktól függően okozhatnak a talaj radontartalmára szivattyú- és benntartó hatást is. Mindenesetre objektív talajlevegő radonkoncentráció mérésekhez kb. 1 m mély, vagy annál is mélyebb rétegek vizsgálata szükséges [4].

II. A radonkoncentráció forrásának kutatása

II. 1. RADONMÉRÉSEK NÉHÁNY MÁS ORSZÁGBAN.

Az Egyesült Államokban 1977-ben néhány nagy belső radonkoncentrációjú lakás alól eltávolították az addigi üledékes eredetű talajt, aminek következtében a belső nagy radonanómália megszűnt. Ez irányította a figyelmet arra, hogy alapvetően annak a talajnak az urán ill. rádiumtartalma döntő a beltéri radonkoncentráció szempontjából, amelyre a lakás épül. Kanadában 1980-ban végzett vizsgálat során egy uránbányász városban nem egy lakóházat találtak 750 Bq/m^3 belső légtéri radonkoncentrációval. Az ok nem elsősorban az talaj kiemelkedően magas rádiumkoncentrációjából eredő radondiffúzió, hanem a nyomáskülönbség következtében történő radonbeáramlás. 1981-ben már kifejlesztették a radont át nem engedő lakóház alapzatot, ennek magas költsége viszont meggátolta elterjedését.

1982-re megvizsgálták néhány ezer kanadai és amerikai lakóház beltéri radonkoncentrációját. A házak nagy részében $10\text{-}40 \text{ Bq/m}^3$ koncentrációt mértek, a házak kevesebb mint 1%-ban haladta meg a mért érték a 150 Bq/m^3 -es koncentrációt [8].

Az épületekbe beszivárgó radon a földfelszín kb. egy méter mélységű rétegeből származik, ezért a felszíni rétegek anyaga sok információt nyújt a terület radonkoncentrációjáról. Svédország egész területén felmérést végeztek a különböző alapkőzetre épült házakban milyen százalékos összetételben tapasztalható 200 Bq/m^3 és 400 Bq/m^3 radonkoncentráció.

| Alapkőzet típusa | 200 Bq/m^3 az épületek %-ban | 400 Bq/m^3 az épületek %-ban |
|------------------|--|--|
| Agyagpala | 60% | 15-35% |
| Gránit | 20-50% | 10-30% |
| Hordalék | 15-30% | 5-15% |

A geológiai térképek mutatják az egyes alapkőzetű szelvények anyagát, amelyekből feltételezhetjük az adott kőzet átlagos urántartalma alapján a várható radonkoncentrációjának nagyságát.

A felszín urántartalmának koncentrációjára utalnak a légi radioaktív térképek is. Ezeket nem nagy magasságból repülőgépekről készítik a talajból származó radioaktivitást energiaszelektíven mérve. Az Egyesült Államokban jó összhangot találtak a légi radioaktív térképek és a területek urántartalma között

[19]. A légifelvétel önmagában azért nem elegendő, mert az esetleg érdekes mélyebb rétegekről nem kapunk megfelelő információt.

A talajban lévő levegő radontartalmát is mérik alfa-sugárzás vagy gamma-sugárzás detektálásán alapuló módszerekkel. A talaj pórusaiból aztán a radon kiáramlik a légtérbe. A radon kidiffundálásának mértéke (fluxus) a föld felszínén átlagosan $1,48 \cdot 10^{-6}$ Bq/m²s, míg a levegő átlagos radontartalma a felszínhez közel 3,7 Bq/m³ [10]. A radon nagy móltömege miatt nem távozik el messze keletkezési helyétől. A nehézségi erő hatására a levegő radontartalma a felszín közelében halmozódik fel.

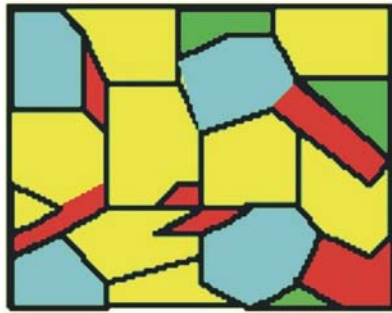
Arra a kérdésre, hogy a kőzetekben és a talajban az urán és a radon hogyan fordul elő, miért annyira különböző a mért radonkoncentrációk mértéke, ill. milyen módon távozik onnan el *geológiai* kutatásokból kapunk választ. A talajlevegő radonkoncentrációja értékeit az alábbi tényezők határozzák meg:

1. a kőzet szerkezete,
2. a kőzet ásványainak urántartalma,
3. a talaj és a kőzet légáteresztőképessége

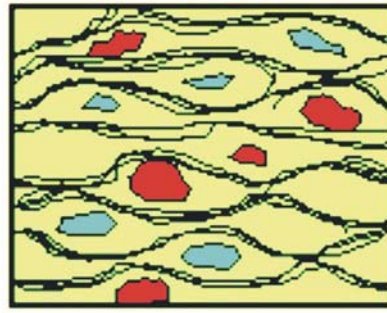
II.2. RADON ÉS KŐZETEK DEFORMÁCIÓJA

II.2.1. Radon és a deformálódott kőzetek

Az Egyesült Államok Virginia államában Brookneal környékén végezett kutatások nyomán az U.S. Geological Survey munkatársai a talajlevegő és a belső lakóterek radonkoncentrációja és a vizsgált területek alapkőzete között kerestek kapcsolatot [11]. Kutatásaik során megvizsgálták az alapkőzetet, annak összetételét és az alapkőzetből keletkezett talaj a radon áramlása szempontjából fontos tulajdonságait. A térségben néhol kiemelkedő radonkoncentrációt tapasztaltak. A vizsgálatok során kiderült, hogy, hogy az ilyen területek alapja milonit jellegű kőzet. A milonit egy olyan kőzetátalakulási folyamat eredménye, amelyben annak szerkezete és ásványösszetétele megváltozik. Az átváltozási folyamat tulajdonképpen egy deformáció, amely kb.250°C-nál magasabb hőmérsékleten játszódik le. Ennek hatására összetöredezik a kőzet, majd nagy nyomás következtében összetömörül. Végeredményben egy sávos szerkezetű kőzet keletkezik (II.1. ábra).



Deformáció előtt



Deformáció után

II.1. ábra A két ábra gránit kőzetet mutat deformáció előtt és után. Szerkezetét és ásványi összetételét szematikusan érzékeltetik a színes alakzatok. Például egy ilyen átalakulás során kvarcból, földpátokból, biotitból, titanitból és cirkonból álló gránit deformáció után az említett ásványokat továbbá muszkovitot, hematitot, rutilt is tartalmaz, mindet kisebb szemcsemérettel.

Deformációval megváltozik a kiindulási kőzet mikroszerkezete, porozitása, áteresztőképessége és kémiai összetétele. Ezek a változások hatással vannak a kőzetben lévő ^{238}U mobilitására ezen keresztül tehát annak koncentrációjára. A szerkezetbeli változás befolyásolja még a radon emanáció mértékét is. Az ásványok szemcseméretének csökkenése is jellemző a milonitra a folyamat lezajlása után (a szemcsékre ható deformáció következtében azok feldarabolódnak). A magas észlelhető radonkoncentrációban ez a kis szemcseméret azonban kisebb szerepet játszik az olyan járulékos ásványok előfordulása mellett, mint például a cirkon. A szemcseméret-csökkenés hatására az uránatomok egy része kikerülve a szemcsékből szabaddá válhat, új kémiai kötéseket létesíthet vagy áramló talajvíz feloldhatja és elszállíthatja azokat. A milonit típusú kőzetek a deformáció következtében nagyon erősen egyenetlen szerkezetűek, a szemcsehatárok sávokat alkotnak a kőzetekben. Ezek a szerkezeti tulajdonságok segítik az ásványok kioldódását és az oldatok elszállítását. Így a deformáción átesett kőzetek térfogata és összetétele is nagymértékben változhat. Az oldatok áramlási útvonaluk során ha eltérő sav-bázis tulajdonságú környezetbe jutnak, a bennük oldott ásványi anyagokat azok kicsapódása miatt leadhatják. Az szállító oldat utánpótlása és a szállított ásvány koncentrációja szerint akár nagy mennyiségben felhalmozott ásványt tartalmazó ásványtelepek is keletkezhetnek.

Biztosan tudjuk, hogy ilyenkor az átfolyó oldatok oxidálhatóságuk miatt képesek kioldani a kőzetekből uránt aminek egy része a kialakult rétegfelületekre rakódik. Ezek a törési sávokra nagyobb felületüknél fogva okozzák a magasabb érzékelt radonkiáramlást [11].

A geológiai vizsgálatokon túl meghatározták az egyes jellemző *kőzetek* urántartalmát is.

- Amfibol-gneiszben a legnagyobb mért ^{238}U 5ppm. Az ilyen típusú kőzetből kialakult talaj légáteresztő képessége alacsony.
- Kvarc-földpát-gneisz és biotit-gneiszkőzetekben 10-25 ppm-es ^{238}U koncentrációt is érzékelték. Az uránhordozó ásványok mint titanit, allanit, monacit, uranit sok helyen koncentráltan vannak jelen a gránitos és az átalakult kőzetek (gneisz, csillámpala stb.) alkotta keverékkőzetekben.
- A részben milonitosodott gránitos és az átalakult kőzetek (gneisz, csillámpala, stb.) alkotta keverékkőzetekben magas uránkoncentrációjú ásványok jellemzőek. A ^{238}U koncentráció ezért eléri az 50 ppm-es értéket is, az ilyen kőzetekből képződött talajok jó légáteresztő képességűek.

Összefoglalva a levegő-radonkoncentrációk és az alapkőzet kapcsolatára irányuló vizsgálatok a következő eredményre vezettek: az Egyesült Államokban a legnagyobb kültéri és talajlevegő radonkoncentrációt kvarc-földpát-biotit-gneisz típusú milonitosodott *alapkőzettel* rendelkező területeken mérték. (A kőzeten belüli radonforrások meghatározásakor azt tapasztalták, hogy a kvarc-földpát-biotit-gneiszben a ^{238}U járulékosan a titanit-, cirkon-, monacit-, allanit-ásványokban található. Ezek az ásványok kevés radont bocsátanak ki, a legtöbb keletkezett radon az ásványszemcséken belül marad.) A milonitosodás következtében a feldarabolódott hordozószemcséiből az urán kiszabadulása után reakcióba léphetett a kőzetben jelenlévő forró, oxidáló oldatokkal. A megnövekedett radonemanáció okai: az átrendeződés során az urán egy része a rétegek felületére kiül, valamint az uránhordozó szemcsék mérete is lecsökken.

Általánosan elmondható, hogy a talajlevegő radontartalma és urántartalma az alapkőzet deformáltsági fokával nő, a milonitosodott kőzetekben nagy.

Az uránnal ellentétben a tórium kevésbé mozgékony, ezért a kőzetek tóriumtartalma különböző átalakulások hatására nem változik jelentősen.

II.2.2. A radonkoncentráció és a kőzetek deformációja rövid időskálán

A radon kiáramlása és a kőzetek deformációjának kapcsolatát bizonyos területeken fontos, gyakorlati alkalmazásban is lehet vizsgálni. Ilyenkor a földkéreg deformációját földrengések okozzák.

A közelgő földrengéseket megelőzik bizonyos gyorsuló mozgások a földrengések centrumának közelében. Ezek közül a felszín közeli deformációk már detektálhatóak lefűrt nyílásokban elhelyezett feszültségmérők segítségével.

A földrengések előrejelzéséhez természetesen sok paramétert vizsgálnak egyidőben:

- geológiai deformáció következtében megnövekedett kiáramló radonmennyiség,
- kísérleti célú furásokban a vízmennyiség lecsökkenése,
- a felszín elektromos potenciáljának megváltozása és
- a kőzetek deformációjának közvetlen vizsgálata.

A kiáramló radon mérésével vagy az elektromos mező detektálásával történő előrejelzés azért ajánlható inkább, mert a földrengések előtti jelek erősítését számunkra érzékelhető mértékben maga a természet végzi. Az 1978-as Izu-Oshima-i (Japán) 7-es magnitúdójú földrengés előtt például hetekkel a radonkoncentráció emelkedését tapasztalták. Vannak azonban olyan esetek is amikor észleltek a felszín közeli kőzeteknél mikrorepedéseket a kiáramló radon vagy csökkenő vízszintű tavak alapján, de az előrejelzett földrengés viszont elmaradt. A kőzetekben áramló oldatok növekvő és csökkenő mennyiségű jelenléte képes olyan mértékű nyomásváltozást létrehozni, aminek következtében mikroföldrengések keletkezhetnek. Nemcsak téves riasztások fordulhatnak elő ebből a jelenségből, de a kőzetekben áramló folyadékokból származó nyomás ellensúlyozhatja is a földrengéseket előrejelző kőzetdeformációkat. [20].

II.3. AZ URÁN ÉS A TÓRIUM ELŐFORDULÁSÁNAK GEOLÓGIAI ALAPJAI

II.3.1. Urán és tórium a kőzetekben

A tórium és az urán számos kőzettípusban megjelenik, elsősorban erősen szétválasztódott komponensű magmás (pl. gránit) és átkristályosodott (metamorf) magmás kőzetekben. A lesüllyedt és felmelegedett majd később lehűlő magmás kőzetben az átkristályosodási folyamat az ott jelenlévő fém és nemfém vegyületeket tartalmazó hidrotermás oldatok hatására jön létre. Ezeknek az oldatoknak a vize részben a magma víztartalmából, részben a felszínről leszivárgó csapadékból származik. A kőzetek repedéseiben, pórusaiban szivárgó hidrotermás oldatokból különböző ásványok válhatnak ki. A kiváló új ásványok részben vagy teljesen helyettesíthetik a kőzetek elsődleges ásványait. Ez a metamorf ásványdúsulási folyamat, aminek következtében a kőzet eredeti összetétele megváltozik.

Üledékes eredetű kőzetekben is koncentrálódhatnak radioaktív elemek töréses zónák mentén, az előző hidrotermás feldúsulással. Más esetben kötődhetnek redukáló környezetben lévő szerves anyagokhoz is.

Néhány esetben pl. geológiai törésvonalak mentén a felszálló gázok is segítik az uránból keletkező radon transzportját. Ilyen pl. a Mátraderecske alatti törésvonalból feláramló szén-dioxid által könnyített radontranszport [1,4].

II.3.2. Az urán geokémiája

Az ^{238}U (IV)-es, (VI)-os oxidációs állapotban van jelen a természetes vizekben. Az urán uranil ionokat (UO_2^{2+}) képez az oldatokban. Természetes környezetben az uranil ásványok ritkán csapódnak ki a vizes oldatokból, mert az uranil-hidroxid jól oldódik vízben. Amennyiben a vanadát, a kálium vagy a kalcium koncentráció elég magas, akkor ezekkel az elemekkel alkotott vegyületek kicsapódhatnak. Oxidáló vizekben az uranil ionok stabilak, de főleg közepes pH-nál abszorbeálódnak pl. vas-oxidhoz, agyagásványokhoz, csillámokhoz. Az uranil ionok redukáló környezetbe kerülve végbemegy a redukció, főleg U(IV) uránvegyületek keletkeznek. Az urán redukciója és kicsapódása jelentős dúsulásokhoz vezethet, ha geológiai léptékben hosszan tartó és éles átmenet figyelhető meg az oxidáló és redukáló feltételek között. Kisebb-nagyobb mértékben egyéb ásványok is tartalmazhatnak helyettesítésként szerkezetükben uránt.

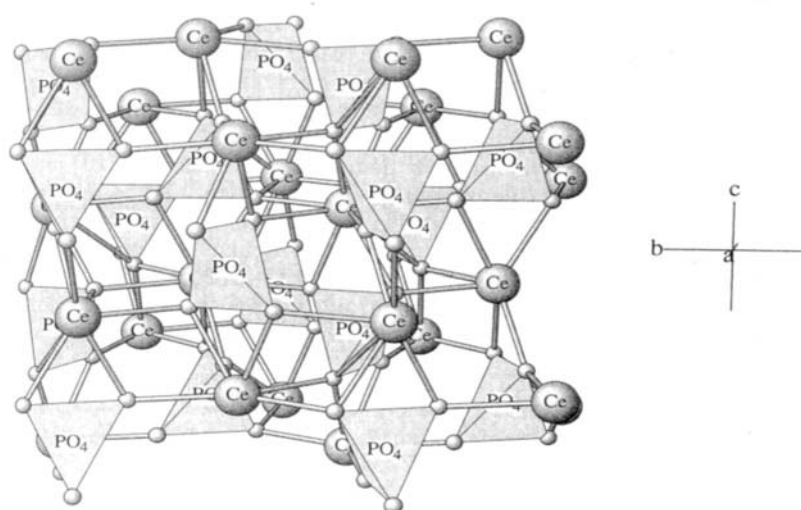
A természetes vizekben az urán 0,1-10 $\mu\text{g/l}$ koncentrációban van jelen. 1mg/l koncentráció már dúsulásnak nevezhető.

A tórium általában az uránnal együtt fordul elő, de különbözőek a fizikai, kémiai tulajdonságai. A természetben négyes oxidációs állapotában stabil a tórium. Általában természetes vizekben oldhatatlan. Legfontosabb hordozó ásványai a foszfátok, oxidok, szilikátok. Nagy arányban fordul elő a tóritban ($\text{Th}[\text{SiO}_4]$) és a toranitban (ThO_2). Legfontosabb ipari forrása a monacit (CePO_4), ahol a Ce-ot helyettesítő elemként épülhet be [4].

II.3.3. Potenciális uránhordozó ásványok

A talaj, kőzet ^{238}U -és ^{232}Th -tartalma elsősorban az azokban lévő járulékos ásványokban fordul elő. Vulkáni eredetű magmából kialakult kőzetekben metamorf átkristályosodás során feldúsulhatnak az U és Th. Ezek az elemek a ritkaföldfémekkel (RFF) megegyező méretük és vegyértékük miatt azokhoz hasonlóan beépülnek más kristályokba, önálló ásvány ritkán lesz belőlük (kizárólag a nagy koncentrációban feldúsult érlelőhelyeken). Az alábbi potenciális U- és Th-tartalmú ásványokat ismerjük: zirkelit $[(\text{Ca},\text{Fe})(\text{Zr},\text{Ti},\text{U})_2\text{O}_5]$, zirkon $[\text{ZrSiO}_4]$, allanit $[(\text{La},\text{Ce},\text{Ca})(\text{Al},\text{Fe})_3(\text{SiO}_4)_3\text{OH}]$, xenotim (YPO_4), monacit-csoport elemei: 1. monacit $[(\text{RFF})\text{PO}_4]$, 2. huttonit (ThSiO_4), 3. brabantit $[\text{CaTh}(\text{PO}_4)_2]$, ilmenit (zirkelithez hasonló összetételű) [12,13,18].

A ritkaföldfémek helyére beépülés jelensége az alábbi a töltéskiegyenlítődést biztosító folyamatokkal magyarázható:



II.2. ábra A Monacit kristályszerkezete, ahová az urán, tórium a Ce-atomok helyére képes beépülni.

Az urán bomlásakor keletkező radon az ásványok mikrorepedésein keresztül képes kijutni a szemcséből. A kőzetek repedési zónáiba és a talajlevegőbe jutott radon kijuthat a külső légtérbe és így detektálható. Ellenkező esetben a hordozószemcse belsejében vagy a kőzetben, talajszemcsében reked és ott bomlik el.

Magyarországon a legnagyobb radonkoncentrációt a Velencei-hegységben mérték a RAD Lauder Laboratórium munkatársai [14]. Kérdés, hogy ez milyen ásványokhoz kapcsolható? A hegység gránit alapkőzetű, amelyben végbement átalakulási folyamat következtében a gránit fizikai, kémiai és biológiai hatásokra gránitmurva lett, ez fedi a hegység csaknem teljes felszínét. Ez egy átmeneti fázis a gránit és a szemcsés felszíntakaró között. A hegység kőzeteit vizsgálva azok ^{238}U - és ^{232}Th -koncentrációira az átlagosnál magasabb értékeket találtak (a kontinentális földkéreg átlag kb. 2,8 ppm-es ^{238}U - és 10,7 ppm-es ^{232}Th -koncentráció). Burján Zsuzsa, Nagy-Balogh Judit, Gál-Sólymos Kamilla és Szabó Csaba az alábbi potenciális U- és Th-tartalmú ásványokat analizálták a Velencei-hegységből vett kőzetminták vékonycsiszolatain elektronmikroszkópos vizsgálataik során [13]:



Gránit murvában:

monacit-csoport ásványai, xenotim, zirkon

Gránitban:

allanit, monacit-csoport ásványai, xenotim, zirkon

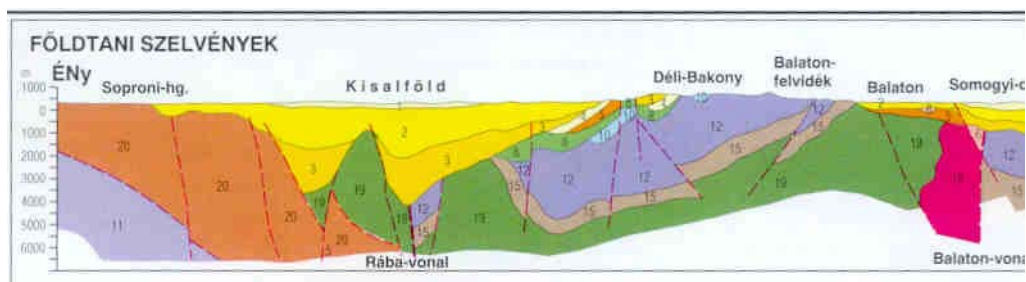
II.3. ábra Allanitszemcse (gránit csiszolatában) elektronmikroszkópos képe.

A monacit-csoport ásványainak UO_2 -tartalma az elektronmikroszondás röntgenspektrum alapján 6,67 m/m% (tömegszázalék), ThO_2 -tartalma 47,6 m/m% volt. Zirkonban az UO_2 tartalom 2,98 m/m%-nak adódott, a tóriumtartalom a kimutatási határ alatt volt. Allanit mindkét típusú gránitban van a masszív gránitban 3,32 m/m%-os ThO_2 előfordulást mértek. A kutatók mérési módszerének kimutathatósági határa 2,11 m/m% –os UO_2 és 16,5 m/m%-os ThO_2 koncentráció volt.

A fenti mérések alapján legfőbb radon forrásnak a fenti ásványok közül a monacit-csoport és az allanit tekinthető.

III. A Soproni-hegység

Magyarország területén több helyen már találtak az átlagosnál magasabb átlagos radonkoncentrációjú területet. Ilyen Mátradereszkén kívül a gránit alapkőzetű Velencei-hegység és a Mecsek környéke, például a Mórágyi rög. A Soproni-hegység azért került figyelmünk középpontjába, mert alapkőzete többek között gneisz. A gneisz különböző típusaira épült területeken már korábban, más országokban magas radontartalmat ismertek fel [11]. A gneisz másik figyelemre méltó tulajdonsága, hogy gránitból átkristályosodott kőzet. A Soproni-hegység területén a prekambriumi gneisz alapkőzet bukkan a felszínre, vékony talajtakaróval.



III.1. ábra A Soproni hegység alatti paleozoós szelvény (narancssárga) felszínre bukását mutatja az ábra. A Kisalföld alatt miocén eredetű üledékes kőzet található.

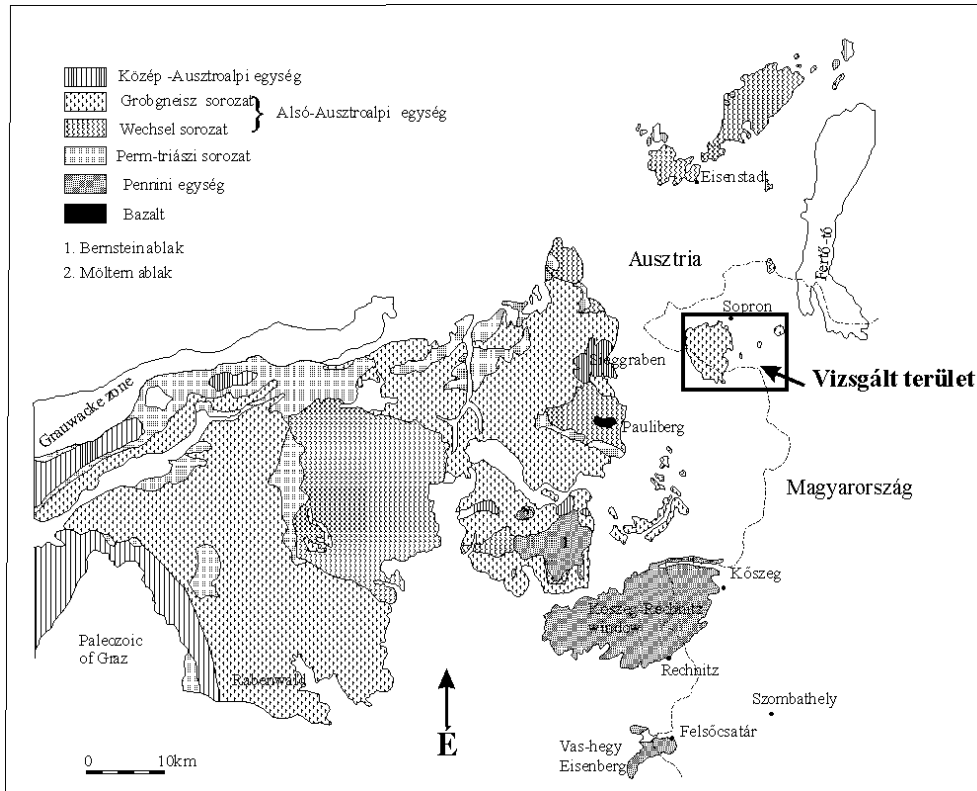
III.1. A SOPRONI-HEGYSÉG GEOLÓGIAI ADOTTSÁGAI

A Soproni-hegység metamorf kőzetei a Keleti-Alpok Alsó-ausztróalpi takarórendszerének egységébe az ún. Grobgneisz (durva gneisz) sorozatba tartoznak [15].

A Soproni-hegység földtani feltérképezése és anyagvizsgálata 1969-től indult el a Magyar Állami Földtani Intézet és a Bányászati Kutató Intézet kutatási keretein belül. A mélyfúrások olyan bizonyítékokat szolgáltatottak, amelyek alapján a terület fejlődéstörténete és tektonikai szerkezete világossá vált a geológusok számára.

1. A prekambriumi korban lerakódott agyagos-homokos összetételű kőzetek a hegységképződési erők hatására a mélybe kerültek, ott átkristályosodtak csillámpalákká. Később 800°C körüli hőmérsékleten gránitos olvadék nyomult be a csillámpalák közé. Ezt követően a hegységképződési erők már eltérő sebességgel, de együtt mozgatták a lapos pályasíkok mentén a

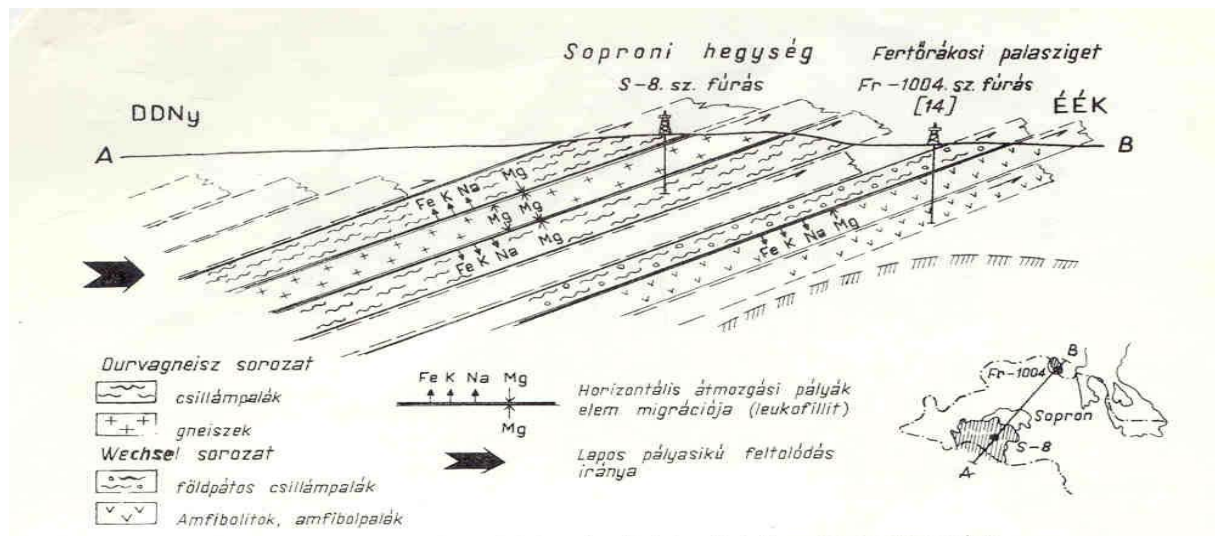
csillámpalákat és a gránitból átkristályosodó metamorf kőzetet, a gneiszt. A gránitból elsősorban gneisz keletkezett, amely már palás szerkezettel bír, de a metamórfózis során kis részben lényegesen masszívabb metagránit is keletkezett. A kőzettestek mozgását a nagy vízgőznyomás segítette elő.



III.2.ábra Az Alsó-Ausztriai kőzettakaró Grob-gneisz sorozat (Török Kálmán közlése nyomán)

2. Az alpi hegységképződési ciklusban a korai mozgások még mindig a mélyben, de alacsonyabb hőmérsékleten a kőzetlemezeket áttolódással a felszín és a jelenlegi helyük felé irányította. Az átmozgási pályák mentén a csillámpala- és gneiszrétegek között sajátos fizikai, kémiai folyamatok zajlottak le. A rétegek között kialakult nagy nyomás és nagy vízgőznyomás elemigrációkat indított el. Az átmozgási pályák mentén a vas és alkáliák eltávozásával, magnézium feldúsulással egy speciális összetételű kőzet a leukofillit (leuchtenbergi-muszkovit-kvarcpala) alakult ki. Ez a jellegzetes fehér színű, réteges szerkezetű kőzettípus jelzi a hegység idős átmozgásainak útvonalt

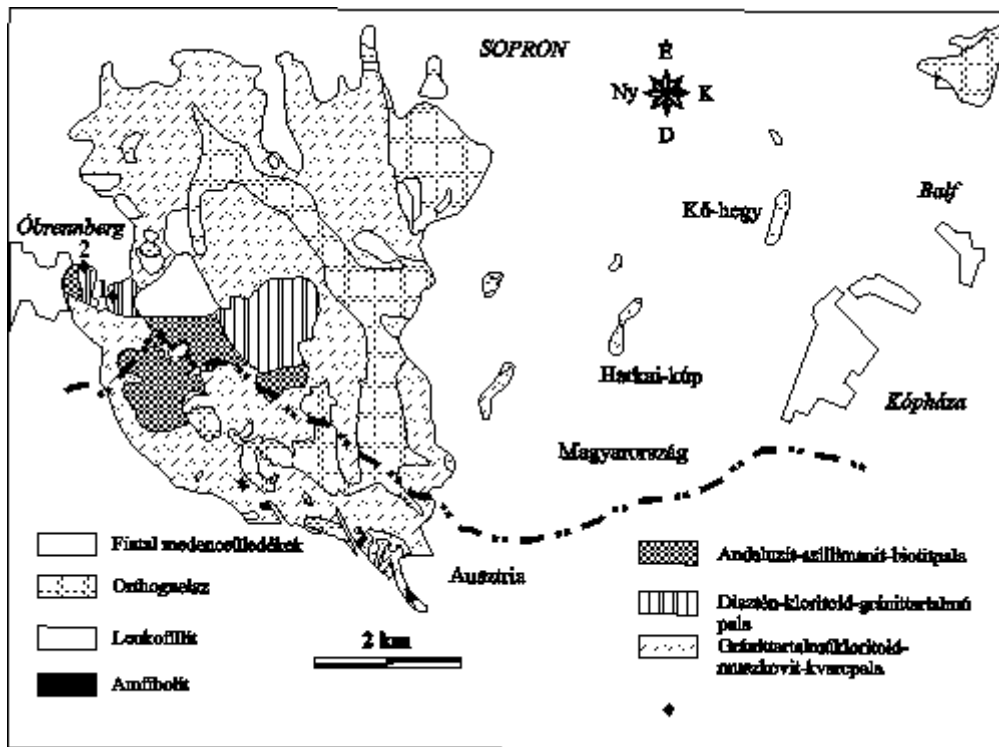
A Soproni-hegység kőzettani alapszerkezete a korai alpi hegységképződési ciklusban alakult ki az előbbieket szerint. A kialakult szerkezet vázlatát a következő ábra mutatja.



III.3. ábra A Soproni-hegység kőzettakaróinak korai alpi hegységképződési vázlatát. [15]

A hegység területén legnagyobb részben egy palásabb típusú gneiszváltozat, a soproni-típusú gneisz található. A biotittal szemben ebben a gneisztípusban a muszkovit az uralkodó csillámasvány. Ennek a típusú gneisznek az ásványos összetétele Kópházi P., Ivanvics J. mérései alapján: 31,97 V/V% (térfogatszázalék) kvarc, 26,12 V/V% mikrolin, 26,35 V/V% albit, 14,26 V/V% muszkovit, 0,59 V/V% biotit. Legszébb feltárása ennek a kőzettípusnak Bánfalván, a nádormagaslati kőfejtőben látható (ld. melléklet 1. kép). Ez a terület vizsgálataink kiemelt helyszíne volt. A kőfejtő tetején és északi oldalán leukofillit van a gneiszre települve. Ennek a kőzetnek a legszebben feltárt területe a Kőfejtő utca sarkán, az Ady-mozival szemben lévő lecsúszott leukofillit szelvény. A gneiszekben és leukofillitben járulékosan cirkon fordul elő.

A Soproni-hegység takarórendszerének napjainkban fennálló kőzetviszonyait a következő térképvázlaton mutatjuk be.



III.4. A Soproni-hegység alapkőzet-típusai. A gránittartalmú palák és a gneisz felszíni metszetének réteges szerkezete jól látható. [Kisházi, Ivancsics 1987]

III.2 RADIONUKLIDOK A SOPRONI-HEGYSÉG KŐZETEIBEN

A hegység uralkodó kőzettípusa az ortogneisz [16]. Ez a kőzet alacsony hőmérsékleten és nagyobb nyomáson végbement metamorfózis során keletkezett. Ennek következtében a kristályszerkezet irányítottá, palássá vált. Az ortogneiszben a következő gránitos ásványok találhatóak meg: kvarc (SiO_2), földpátok, gránát (Fe, Mg szilikátok), csillámok: biotit (K, Fe, Mg szilikát), muszkovit (K, Al szilikát). A radioaktív elemeket ezekben az ásványokban kereshetjük.

A gneiszben ásványaiban kevés radioaktív elem van. A csillámpalában már több a radioaktív tartalmú ásvány-koncentráció. Ezek az ásványok a kőzetben migráló vizes oldatokkal, CO_2 -dal együtt távozhatnak és ha ilyen oldott sókat tartalmazó oldatok más pH-környezetű kőzetbe érnek (pl. kőzetek határán) a benne oldott elemek a megváltozott körülmények hatására kicsapódhatnak. A gránitból az átkristályosodás során sok be nem épült víz

maradt vissza ezek mozgatták az elsődleges alapfolyamatokat. Az elemvándorlás további fázisait a mozgékony oldatok utánpótlása határozta meg.

Ilyen folyamatoknak tulajdonítják a leukofillit rétegeknek a gneisz és palarétegekhez viszonyított magasabb urán és tóriumtartalmát. Ezeket az elméleteket alátámasztják az ásványcsiszolatokban megfigyelhető lyukak és azok falain kiülő Na, K, Ca, S, RFF, U, Th-tartalmú fázisok, ill. a még épen megtalált folyadékzárványok [17].

A leukofillit és a gneisz urán és tóriumtartalmát Török Kálmán mérései során neutronaktivációs módszerrel mérte a Soproni-hegység számos szelvényében. Eredményei a következő táblázatban összefoglalva mutatják, a leukofillit magasabb radioaktivitását.

| Elem | Gneisz | Muszkovit-kvarcpala | Leukofillit |
|----------------------|--------|---------------------|-------------|
| Urántartalom (ppm) | 2,2 | 2,5 | 3,4 |
| tóriumtartalom (ppm) | 4,1 | 4,4 | 6,2 |

Urán és tórium a gneisz, leukofillit ásványaiban

A Soproni-hegység járulékos ritkaföldfém ásványai közül a monacit-csoport a legnagyobb mennyiségben előforduló [18]. Elterjedtek még: xenotim, florencit, rabdofán, allanit. A monacit-csoport monacit ásványában (CePO_4) gyakori a Th, kevésbé gyakori az U belépése a kristályrácsba.

Monacit urán- és tóriumtartalma (a szemcse tömegéhez képest) a Soproni-hegység kőzeteiben:

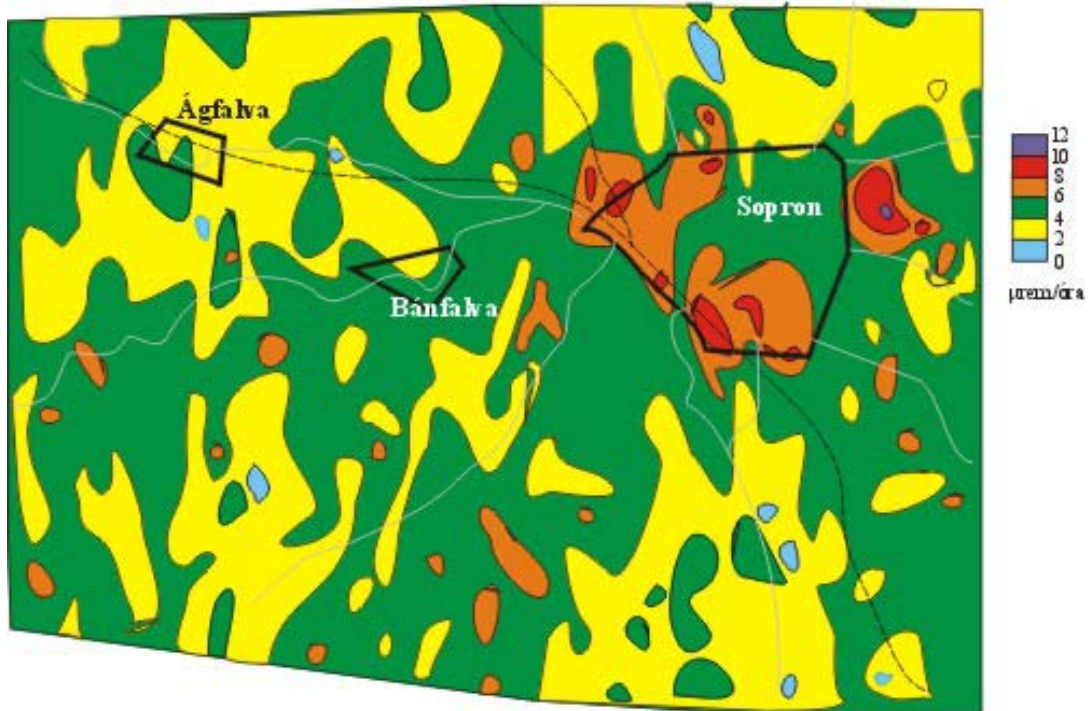
- a csillámpalákban a monacitszemcsék Th-tartalma átl. 6,9%, U-tartalma: 0,35%
- a gneiszekben a monacit 5,53%-ban Th-ot, 0,87%-ban U-t tartalmaz
- a leukofillit monacitjának 7,65%-a Th, 0,67%-a U tartalmú
- a kvarcitban 4,73% Th és 0,71% U található

Sajó-Hernád térségben vizsgált talajmintákban a monacit 2%-os Th és 0,3-0,6%-os U-tartalmú volt. Természetesen a kőzetek és talajok monacittartalmát a talajok összetettebb szerkezete (nem csupán a felaprózódott kőzet) miatt nem lehet összevetni, de a két terület monacitszemcséin belüli urán és tóriumtartalmának arányai már összevethetőek.

A talajok monacittartalma.

A monacit a legellenállóbb ásványok egyike, így a kőzetek monacittartalma teljes mértékben megjelenik a keletkezett talajokban is, sőt az üledékes kőzetek mállása során egyes ritkaföldfém-tartalmú ásványokból keletkezik is monacit. A további potenciális radonhordozó ásványok is megmaradnak, de a talajképződés során koncentrációik lecsökkennek.

A térség geológiai elméletét alátámasztják a Magyar Állami Geofizikai Intézet által 1967-ben felvett izogamma, urán-aktivitás és tóriumtartalom térképek. Ezek közül az urán-eloszlás térképet mutatjuk itt be.



III.5. ábra A soproni hegység légigamma felvétele. Ekvivalens uránkoncentráció-eloszlási térkép, a szintek mikrorem/óra egységekben értendők. 1969. január 19-i felvétel. (forrás: ELGI Térképészeti Osztály)

A vizsgálataink célja:

Az előzőekben vázoltak miatt a mintavételi területeinken magasabb felszínközeli U- és Th koncentrációkat feltételeztünk az átlagos értékekhez képest. Vizsgálataink során elsősorban a hegység területén vett talajmintákban vizsgáltuk az U- és Th koncentrációt A talaj által fedett területek radonkibocsátának mértékére ill. a felszín alatti vizek radontartalmára voltunk kíváncsiak. Mintavételeink alkalmaival kőzetmintákat is gyűjtöttünk, amelyek közül négyet megvizsgáltunk

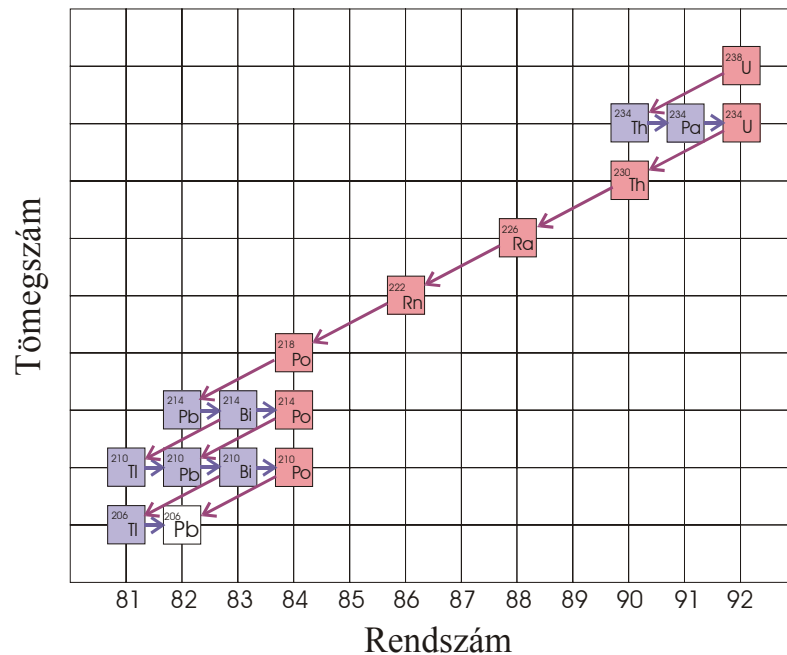
Méréseim célja

- Megvizsgálni a Soproni-hegység alapkőzetének és a hegységet borító talajnak a radioaktív elemkoncentrációit.
- Megmérni a területen a számunkra csak természetes forrásvizekként hozzáférhető felszín alatti vizek radonkoncentrációját.
- Megvizsgálni, hogy tapasztalható-e összefüggés a talaj urántartalma és az alapkőzet urántartalma között.
- Lehet-e kapcsolatot találni a talaj ill. az alapkőzetek urántartalma és a természetes rétegvizek radontartalma között.
- Milyen mértékű az egyes talajokból a radonkiáramlás.

IV. Az urántartalom meghatározásának elvi alapjai

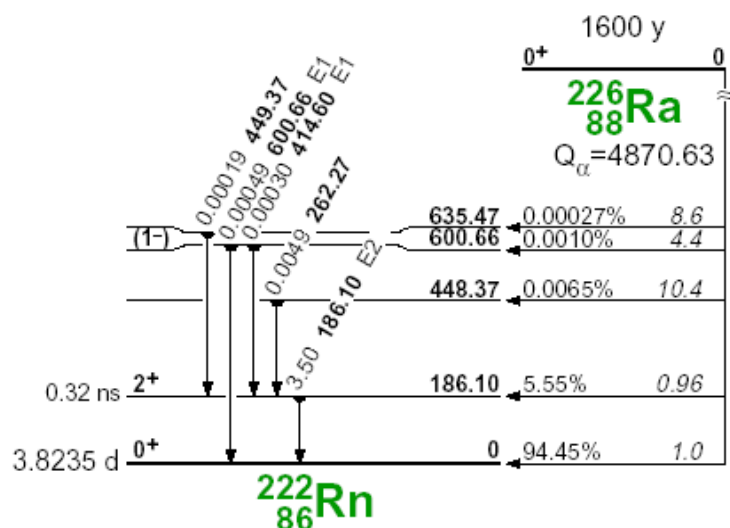
IV.1. ^{238}U - ÉS ^{232}Th -BOMLÁSI SOR ELEMEINEK DETEKTÁLÁSA

A ^{238}U - bomlási sorának elemeit az alábbi rajz ábrázolja. A bomlások során a négyvel kevesebb tömegszámú leányelemek α -bomlással, az eggyel nagyobb vagy kisebb rendszámú leányelemek β -bomlással keletkeztek.



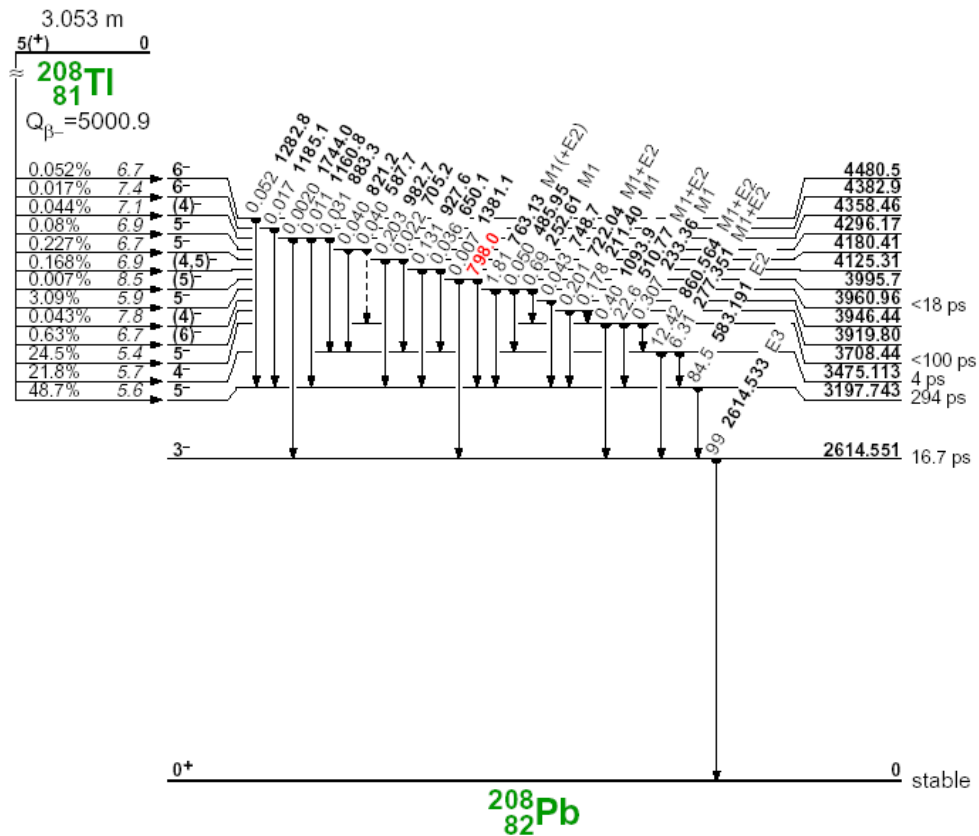
IV.1.1.ábra. Az ^{238}U - bomlási sorának elemeit tömegszámuk és rendszámuk szerint

Az egyes bomlási folyamatok során keletkezett leánymagok azonban rendelkezhetnek alapállapotukon felül valamilyen mértékben gerjesztési energiával. Az egyes energiaszintek különbségét leginkább γ -fotonok formájában adja le az atommag. Az ^{238}U - és ^{232}Th -bomlási sor elemeit az ilyen folyamatok során keletkező γ -fotonok detektálásával vizsgáljuk méréseink során. Az ^{238}U - sorba tartozó α -bomló ^{226}Ra példáján mutatjuk be a vizsgálataink alapját képező folyamatot.



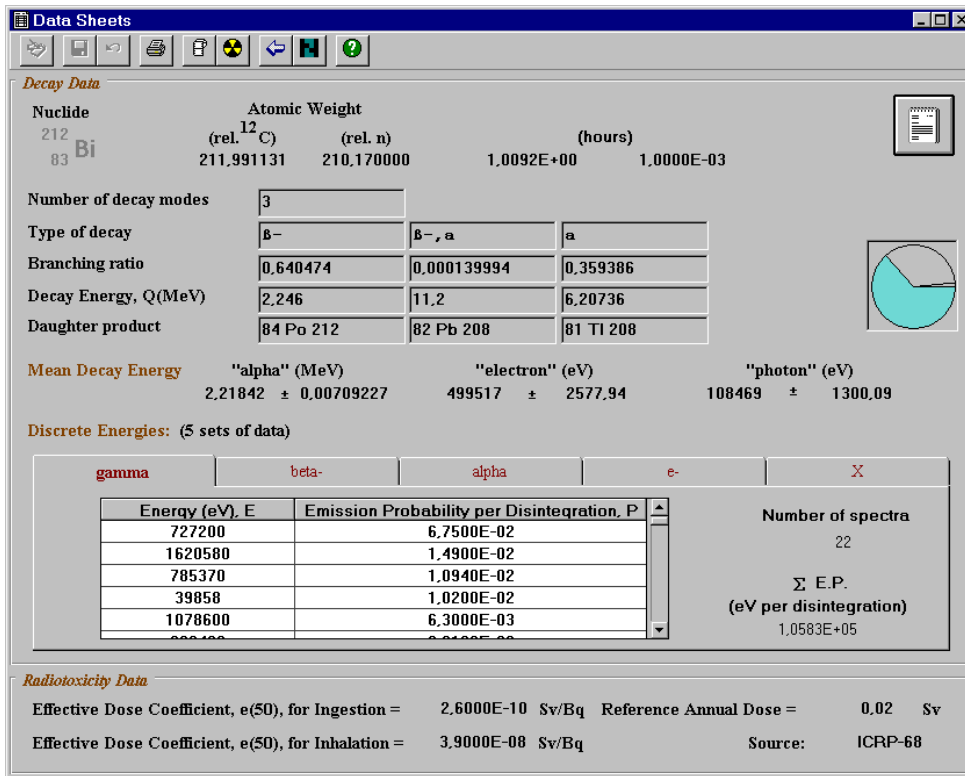
IV.1.2. ábra. A ^{226}Ra bomlási sémája, számunkra a nagy relatív valószínűséggel keletkező 186,1 keV-os gerjesztett állapot lényeges.

Látjuk, hogy az 1600 év felezési idejű ^{226}Ra atommagok bomlásainak 94,45%-ban alapállapotú ^{222}Rn keletkezik. 5,55%-ban viszont a 186,1 keV-os állapotba történik az átmenet, aminek a legerjesztődésekor keletkező γ -fotont detektáljuk a méréseink során. Erre az energiájú állapotra és az alapállapotra történik még átmenet a magasabb energiájú gerjesztett állapotokról is ahogyan az ábra szemlélteti, hiszen nagyon kis relatív gyakorisággal a magasabb energiájú állapotai is keletkeznek ^{222}Rn atommagnak. Egy ilyen állapotnak a legerjesztődése is γ -fotonokat kelt, de ilyen kis relatív gyakoriságú γ -fotonokat azonban az általunk használt mérési technikával már nem lehet kimutatni. Megállapítható tehát, hogy a későbbi szóhasználatunkban előforduló: „a ^{226}Ra atommag kibocsátott 186,1 keV energiájú γ -fotonja” tulajdonképpen a leányelemének, a ^{222}Rn atommagnak gerjesztett állapotából való legerjesztődése során létrejövő foton. A méréseink során egyes atommagok bomlása (pl. a ^{208}Tl) esetén több elég nagy relatív intenzitású (itt: 583,191 keV, 860,564 keV, 2614,53 keV-es energiájú) γ -fotont is sikerült detektálni, amelyekből származó mérési eredményeket azok relatív gyakoriságai súlya szerint vettünk figyelembe.



IV.1.3. ábra. A ^{208}Tl bomlási folyamatai.

Az 1. Függelékben listáztuk az ^{238}U - és ^{232}Th -bomlási sor elemeinek 10^{-3} -nál nagyobb relatív intenzitású γ -átmeneteinek energiáit. A táblázatban közölt energiaértékeket és a megfelelő relatív intenzitásokat a Nuclides 2000 program alapján gyűjtöttük össze. Az alábbi ábrán a program egy munkafüzet-részlete látható, amely a ^{212}Bi bomlásának adatait, így a kibocsátott γ -fotonok energiáit és az átmenetek relatív gyakoriságait is tartalmazza.



IV.1.4.ábra a Nuclides 2000. ^{212}Bi -ről készült munkalaprészlete. Innen állapítottuk meg a 727,2 keV energiájú gamma-foton gyakoriságát.

IV.2. A RADIOAKTÍV EGYENSÚLY

Tekintsük egy radioaktív bomlási sor elemeit a következő bomlási állandókkal:

λ_a -anyaelem, λ_{l1} -első leányelem, λ_{l2} -második leányelem.

N darab radioaktív bomlásra képes anyagot tartalmazó anyagból, ha kezdetben csak anyamagok vannak jelen t idő elteltével.

$$N_{\text{anya}}(t) = N_{\text{anya}}(0) \cdot e^{-\lambda_a t}$$

Az első leánymag megjelenésekor ennek az elemnek is beindul a radioaktív bomlása. Az első leánymag bomlási folyamata is befolyásolja annak az anyagban jelenlévő értékét. A tovább-bomló leánymagok növekedési sebessége:

$$\frac{dN_{\text{leány}}(t)}{dt} = \lambda_a N_{\text{anya}}(t) - \lambda_{l1} N_{\text{leány}}(t) = \lambda_a N_{\text{anya}}(0) \cdot e^{-\lambda_a t} - \lambda_{l1} N_{\text{leány}}(t)$$

A differenciálegyenlet megoldása:

$$N_{\text{leány}}(t) = N_{\text{leány}}(0) \cdot e^{-\lambda_{l1} t} + N_{\text{anya}}(0) \frac{\lambda_a}{\lambda_{l1} - \lambda_a} (e^{-\lambda_a t} - e^{-\lambda_{l1} t})$$

A bomlási sor további részében is ezek az összefüggések állnak fent a sor szomszédos elemei között.

Vizsgáljuk most egy zárt rendszerben $N_{\text{anya}}(0)$ és $N_{\text{leány}}(0)$ számú anya-és leánymag jelenlétében azok aktivitásának időbeli változását.

A leánymag és az anyamag aktivitásának aránya az idő függvényében az előzőek szerint

$$\frac{A_{\text{leány}}(t)}{A_{\text{anya}}(t)} = \frac{\lambda_{\text{leány}}}{\lambda_{\text{leány}} - \lambda_{\text{anya}}} \cdot (1 - e^{(\lambda_{\text{anya}} - \lambda_{\text{leány}})t}) + \frac{\lambda_{\text{leány}} \cdot N_{\text{leány}}(0)}{\lambda_{\text{anya}} \cdot N_{\text{anya}}(0)} e^{(\lambda_{\text{anya}} - \lambda_{\text{leány}})t}$$

Az anya és a leányelem aktivitásának viszonya tehát végeredményben az egyes elemek bomlásállandóinak nagyságától függ. Ezek szerint három esetet különböztetünk meg.

1. Nem jön létre egyensúly

$\lambda_{\text{anya}} > \lambda_{\text{leány}}$ Az anyamag gyorsan elbomlik. Annak teljes elbomlása után a visszamaradó leánymagok az exponenciális törvényt követve egyenletesen elbomlanak.

2. Radioaktív egyensúly

Egy radioaktív preparátumban a radioaktív egyensúly fennáll a bomlásra képes elem és a leányeleme aktivitásaira, ha minden $t > t_0$ időpontra $\text{const} - \varepsilon < \frac{A_{\text{leány}}(t)}{A_{\text{anya}}(t)} < \text{const} + \varepsilon$

ahol ε tetszőlegesen kicsi, pozitív szám.

2.a. Mozgó egyensúly

$\lambda_{\text{anya}} < \lambda_{\text{leány}}$ A leányelem keletkezési sebessége kisebb a bomlási sebességhez képest, de az anya és a leánymag számaránya egy idő után egy állandó értékre áll be. Ebből következik, hogy aktivitásaik aránya is állandó lesz. Elegendő idő elteltével

$$\frac{A_{\text{leány}}(t)}{A_{\text{anya}}(t)} = \frac{\lambda_{\text{leány}}}{\lambda_{\text{anya}} - \lambda_{\text{leány}}}$$

2.b. Szekuláris egyensúly

$\lambda_{\text{anya}} \ll \lambda_{\text{leány}}$ Az anyamag bomlása olyan lassú, hogy a leányelem aktivitását saját aktivitásának értékére korlátozza. Rövid idő, kb. 0,5%-os bizonytalansággal $5 \cdot T_{\text{leány}}$ alatt beáll aktivitásuk egyensúlya.

$$A_{\text{leány}}(t) = A_{\text{anya}}(t) \quad \frac{\lambda_{\text{leány}}}{\lambda_{\text{anya}} - \lambda_{\text{leány}}} \cong \frac{\lambda_{\text{leány}}}{\lambda_{\text{anya}}} = 1 \quad \text{összefüggés szerint}$$

Megjegyezzük, hogy ha valamennyi $N_{\text{leány}}(0)$ leánymag is van jelen a vizsgált anyamagokat tartalmazó térfogatban, akkor attól függően, hogy a leánymagok kezdeti

aktivitása kisebb vagy nagyobb az anyamagokéhoz képest az $5 \cdot T_{\text{leány}}$ nagyságú egyensúlybeállási idő csökken vagy nő.

Azokban a bomlási sorokban, amelyeknek kezdőeleme rendelkezik a legnagyobb felezési idővel ($\lambda = \frac{\ln 2}{T}$ szerint), az anyaelem bizonyos idő után minden leányelemével

egyensúlyba kerül. $A_{\text{anya}}(t) = A_{\text{leány1}}(t) = A_{\text{leány2}}(t) = \dots$
 $N_{\text{anya}}(t) : N_{\text{leány1}}(t) : N_{\text{leány2}}(t) : \dots = T_{\text{anya}} : T_{\text{leány1}} : T_{\text{leány2}} : \dots$

Az urán és a tórium – sorban a kiindulási elemek felezési ideje több nagyságrenddel meghaladja a leányelemek felezési idejét. A két bomlássor elemei között beáll a szekuláris egyensúly.

A bomlási sorok gázhalmazállapotú elemei azonban bizonyos valószínűséggel kilépnek a környezetükbe, eltávozva a keletkezés helyétől. Az eltávozó toron és radon egy zárt rendszerben új bomlási sorok kezdőelemeként megfelelő idő elteltével egyensúlyba kerülnek leányelemeikkel.

| Elem | Felezési idő | Fő bomlási típus |
|-------------------|----------------------|------------------|
| ^{238}U | $4,5 \cdot 10^9$ év | α -bomlás |
| ^{234}Th | 24,1 nap | β -bomlás |
| ^{232}Pa | 1,17 perc | β -bomlás |
| ^{234}U | $2,48 \cdot 10^5$ év | α -bomlás |
| ^{230}Th | $8 \cdot 10^4$ év | α -bomlás |
| ^{226}Ra | 1620 év | α -bomlás |
| ^{222}Rn | 3,82 nap | α -bomlás |
| ^{218}Po | 3,05 perc | α -bomlás |
| ^{214}Pb | 26,8 perc | β -bomlás |
| ^{214}Bi | 19,9 perc | β -bomlás |
| ^{214}Po | 164 μs | α -bomlás |
| ^{210}Pb | 22,26 év | β -bomlás |
| ^{210}Bi | 5 nap | β -bomlás |
| ^{210}Po | 138,4 nap | α -bomlás |
| ^{206}Pb | stabil | |

IV.2.1. Táblázat. A ^{238}U -sor elemeinek felezési ideje.

Ezek alapján a legnagyobb felezési idejű leánymagokat figyelembe véve megállapíthatjuk, ha a leányelemeknek kezdetben nincsenek jelen, és az egyensúlyt 3% pontosan követeljük meg:

1. Az ^{238}U elem a leányelemeivel $1,24 \cdot 10^6$ év alatt kerül radioaktív egyensúlyba (a ^{234}U miatt).
2. A ^{226}Ra és a ^{222}Rn aktivitásai egyensúlya 19,1 nap múlva áll be.

3. A radon és az első négy leányeleme között kb.2,5 óra alatt tud beállni a radioaktív egyensúly. A következő leányelem, az ^{210}Pb nagy felezési ideje miatt ott megszakad az egyensúlyi lánc.

IV.3. A GAMMA-SPEKTROSKÓPIA ALAPJAI

III.3.1. A gamma-spektrum

A radioaktív α - ill. β -bomlási folyamatok során a keletkező atommagok általában gerjesztett állapotban keletkeznek. Ebből a magasabb energiájú állapotból sok esetben gamma-fotonok kibocsátásával jutnak alacsonyabb energiájú állapotba. A gamma-fotonok energiája az egyes fotonkibocsátó radioaktív atommagról és annak energiaszerkezetéről ad információt. Adott energiájú foton detektálásából az azt kibocsátó atommag jelenlétére következtethetünk. Az egyes energiaértékeken detektált fotonok számát az energia szerint ábrázolva kapjuk a vizsgált minta gamma-spektrumát. A spektrumvonalak intenzitásai tehát a kibocsátó elemek mintabeli aktivitásaival arányosak. A spektrumok vizsgálatából eszerint adatokat nyerhetünk arról, hogy az általunk vizsgált minta milyen típusú gamma-bomló elemeket tartalmaz és milyen koncentrációban.

IV.3.2. A gamma-fotonok és az anyag kölcsönhatása

Az anyagba belépő gamma-fotonok az abban lévő elektronokkal lépnek kölcsönhatásba.

A gamma-sugárzás nagy áthatoló képességgel rendelkezik. Az anyagba párhuzamosan belépő gamma-sugárnyaláb megváltozása arányos az intenzitással és a behatolás mélységével.

$$\Delta I = -kI\Delta x$$

Az anyagban gyengülő fotonnyaláb intenzitása tehát az árnyékoló (kölcsönható) anyag vastagságának exponenciális függvény: $I = I_0 e^{-kx}$

k- adott energián az anyagra jellemző adszorpciós együttható I_0 -az anyagba belépő sugárzás intenzitása

Az adott anyagban az egyes energiájú fotonnyalábok intenzitásgyengülése mértékének jellemzésére használják a felezési rétegvastagságfogalmát: $R_{1/2}$ - ez az a távolság amely megtétele után a nyaláb intenzitása a felére csökken.

A felezési rétegvastagsággal az intenzitás csökkenése

$$I=I_0 e^{-x\ln 2/R}$$

Néhány anyag felezési rétegvastagsága 2,5 MeV-es gamma-sugárzásra vonatkoztatva [Holics L. Fizika]

| Anyag | Felezési rétegvastagság |
|-----------|-------------------------|
| Víz | 23 cm |
| Talaj | 14 cm |
| Beton | 10 cm |
| Ólom | 1,8 cm |
| Germánium | kb. 1,5 cm |

IV.3.1. Táblázat. Néhány anyag felezési rétegvastagsága.

A természetes radioaktív sorok gamma-átmenetei közül a legnagyobb energiájú a ^{208}Tl 2614,53keV-os vonala. Az általunk vizsgált többi kisebb energiájú gamma-sugárzás esetén a felezési rétegvastagság ennél kisebb lesz.

A gammasugárzás és az anyag kölcsönhatása során a három legdominánsabb folyamat a fotoeffektus, a Compton-effektus és a párkeltés.

1. Fotoeffektus

Az elektromágneses energiát a foton teljes mértékben átadja a atomnak, aminek szinte teljes egészét az impulzusmegmaradás miatti osztozkodás következtében egy belső héjon (legvalószínűbb a K héjon) lévő elektron viszi el. Az energiátöbblet, ha elegendő a kötési energiájának leküzdéséhez, hozzásegítheti az elektront, hogy szabad vezetési elektronná váljon.

A folyamatot leíró egyenletből ez akkor következik be, ha a résztvevő gamma-kvantum energiája.

$$E_\gamma = h\nu > E_B, \text{ ahol } E_B \text{ az atomi elektron kötési energiája.}$$

A fotoeffektus alacsony energiák és nagy rendszámok esetén jelentős.

2. Compton-effektus

Ebben a esetben a gamma-foton szóródik az szabadnak tekintett atomi elektronokon (az elektronok kötési energiája a gamma-foton energiájához elhanyagolható). Az ütközés során a $h\nu_0$ energiájú, $h\nu_0/c$ impulzusú foton az

elektronnal történő rugalmas szóródás után az energia és impulzusmegmaradásokat követve az alábbi energiával kerül ki a folyamatból

$$E_{\gamma} = h\nu = h\nu_0 / (1 + h\nu_0 / m_e c^2 (1 - \cos\theta)) \quad \theta\text{-a szóródás szöge}$$

Látjuk, hogy a Compton-effektust szenvedett gamma-kvantum maximális és minimális energiája a folyamat után

$$E_{\gamma\min} = h\nu_0 / (1 + h\nu_0 / 2m_e c^2) \quad E_{\gamma\max} = h\nu_0$$

Ennek alapján az elektron energiája a következő határok között mozoghat:

$$E_{\text{elektron min}} = 0 \quad E_{\text{elektron, max}} = h\nu_0 - E_{\gamma\min}$$

Az energiakülönbség a meglökött elektronok energiáját növeli. Monoenergiás gamma-nyaláb az anyagba való bebocsátását követően annak az anyaggal Compton-szórással való kölcsönhatása az előbb említett minimális és maximális értékek közötti egyenletes energiaeloszlását eredményezi.

A Compton-szórás valószínűsége az anyagban lévő szórási centrumok, elektronok számával arányos, így a bekövetkezés valószínűsége az atomok rendszámával mutat egyenes arányosságot.

Közepes energiák esetén ez az alapvető kölcsönhatási forma.

3. A párkeltés

A párkeltés során a gamma-foton energiájának egy részével egy elektron-positron párt kelt. Az energia egy része az új részecskék nyugalmi energiáját fedezi, a fennmaradó energiája a keletkezett részecskék mozgási energiájává alakul át. Mindkét részecske energiája és impulzusa kielégíti a megmaradási örvényeket. A pozitron és az elektron nyugalmi energiáinak összege 1,02 MeV, tehát a párkeltést okozó foton küszöbenergiája

$$E_{\gamma} > 2m_0c^2 = 1,02 \text{ MeV}$$

Az anyagban haladó töltött részecskék ionizálnak, ezért hamar lefékeződnek. A pozitron lelassulása után egy, az anyagban lévő elektronnal szétsugárzódik. A folyamatban két, egymással majdnem pontosan 180°-ot bezáró pályán egyenként 511 keV energiájú annihilációs foton keletkezik.

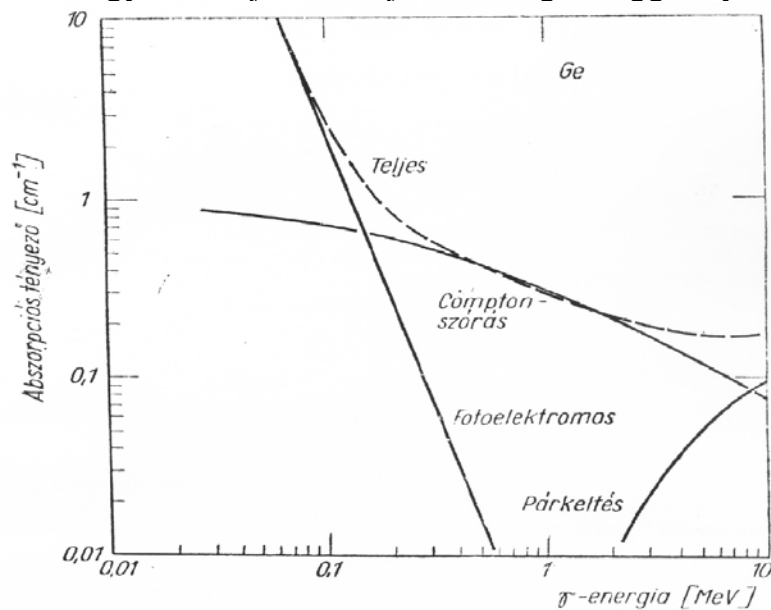
Ez a kölcsönhatás nagy energiák esetén domináns, anyagoként eltérő jelentkezésének dominanciahatára (az az energia, ami felett a párkeltés a legnagyobb valószínűségű folyamat).

Az előző három alapfolyamat végbemenése egymástól független az anyagokban, így a k -abszorpciós- vagy sugárgyengítési együttható három részre osztható fel a három kölcsönhatásra vonatkoztatva.

Tekintsük $k = \tau + \sigma + \kappa$ összeget az alábbi jelölésekkel

τ -fotoeffektusból, σ -Compton-szórásból, κ -párkeltésből származó abszorpciós együtthatók

Az alábbi ábra a germánium fotoeffektusra, Compton-szórásra, párkeltésre vonatkozó adszorpciós együtthatóit, valamint ezekből származó teljes adszorpciós együtthatóját mutatja az energia függvényében.



IV.3.1. ábra a germánium részleges és teljes abszorpciós együtthatói

A grafikonon látjuk, hogy a germániumra vonatkoztatva a Compton-szórás a már 0,02MeV-es energiáktól kissé csökkenő mértékben, a fotoeffektus az alacsonyabb energiákon kb. 0,6MeV-ig rohamosan csökkenő mértékben, a párkeltés kb. 2MeV-es energiától kezdődően van jelen. Az adatok alapján kiszámítható hogy a gyengülési hatás következtében a germániumba behatoló 60keV energiájú γ -foton 0,1 cm megtétele után belépéskor meglévő energiájának már csak 1/e-részevel rendelkezik. Ez indokolja azt a tényt miszerint kis energiák detektálására a HPGE-detektorokat már nem használják. A detektorunk mérési tartományának alsó határa tehát 0,1keV tekinthető, ahol már 0,9cm megtétele után észlelhető a germániumban a beérkező intenzitás 1/e.-mértékű gyengítése. Ezt követően a nagyobb energiák esetén a γ -sugarak gyengülése az anyagban rohamosan csökken, ami a mérések egyre nagyobb detektálási

hatásfokát biztosítja. A méréseink során 3MeV-nél nagyobb energiájú γ -fotonokat nem mértünk. Az ilyen energiájú sugarak intenzitásának közel $\frac{1}{2}$ -részét tudja a hengerszimmetrikus 42cm hosszú érzékeny detektortérfogat alsó felületén detektálni. Méréseink során számítógépes program segítségével kiszámolt, az egyes mintákra vonatkozó detektálási hatásfokokra nagyobb energiák esetén nagyobb értékeket tapasztaltunk.

IV.3.3. A félvezető detektorok

A félvezető detektorok az 1960-as évektől kezdődően terjedtek el az alábbi területeken

-nehéz töltött részecskék, -elektronok, - γ -sugárzás, -neutronok detektálására

Gamma-sugárzás mérésére azért indokolt és kedvelt a felhasználásuk, mert energiafelbontó képességük átlagosan 25-ször jobb a szcintillációs kristályokéhoz képest. A mérések hatásfoka azonban kisebb az előző detektortípushoz képest. Szilíciumból és germániumból készült félvezetődetektorokat alkalmaznak. Kis energiájú gamma és röntgensugárzások analízisére ill. töltött részecskék vizsgálatára eredményesen használható a szilícium detektor, de esetében a hatásfok meredeken csökken az energia növekedtével. Nagyobb rendszáma miatt a germániumból készült detektor optimálisabb inkább gamma-sugárzási spektrumok vizsgálatára. A germánium alapú detektorokat készítik tiszta állapotban (**H**igh **P**urity **G**ermanium) vagy lítiummal szennyezve. Ezeknek a detektoroknak magas az üzemeltetési költségük, mert működés közben folyékony nitrogén hőmérsékletén kell tartani a berendezést, ezen felül a Li-al aktivált Ge-detektort üzemben kívül is hogy a Li el ne illanjon a kristályszerkezetből.

A félvezető detektorok működési elve

A félvezető detektorok esetén a detektálandó sugárzások szilárd félvezető anyagban ionizálnak. Alkalmazásuk nem csupán detektálási, hanem nagyobb pontosságú mérési alkalmakkor azért előnyösebb, mert 8-10-szer kisebb energia szükséges egy elemi folyamat detektálásához a szcintillációs kristályokhoz képest NaI-szcintillációs detektorban minden 60eV leadott energia idéz elő egy

kb. 3eV-es látható detektálható fotont, míg a félvezető detektorokban kb.3-4eV (Si esetén 3,76eV, Ge esetén 2,96eV 77K, folyékony nitrogén hőmérsékletén GG.F.Knoll) bennmaradó energia hoz létre egy töltéshordozó párt. Ez teszi lehetővé, hogy azonos energiaátadás mellett a félvezetőkben több töltéshordozó keletkezik, mint ahány látható foton a szcintillációs detektorokban, aminek következtében a töltéshordozók számának relatív ingadozása kisebb lesz. Emiatt jobb a félvezető detektorok energiafelbontó képessége a szcintillációs eszközökhöz képest.

A félvezető anyagok elektronszerkezetére jellemző, hogy az atomokhoz kötött elektronok legfelső sávja (valenciasáv) és a jelen lévő szabad elektronok (vezetési sáv) között energetikailag meg nem engedett, tiltott sáv van. Félvezetőkben a valenciasáv teljesen betöltött, a vezetési sáv üres alapállapotban. Gerjesztés esetén a valenciasáv elektronjai, ha megfelelő mennyiségű energiához jutnak a vezetési sávba kerülhetnek. A valenciasávban a felugrott elektron helyén keletkezett elektronhiány, ún. lyuk is részt tud venni a vezetésben. A lyukak viselkedésük miatt pozitív töltésként is felfoghatók.

A félvezető detektorra a méréskor nagy elektromos térerősséget kapcsolunk. A félvezetőben ilyenkor mégis nagyon kis áram folyik, mert nincsenek szabad töltéshordozók az anyagban. Magfizikai méréseknél radioaktív sugárzások ionizációs hatása miatt (jelen esetben a gamma-fotonok kölcsönhatnak az anyaggal az előbbieken felsorolt formákban) töltéshordozó párok keletkeznek a detektor érzékeny térfogatában. A valencia sávból felemelt elektron-lyuk párok a térerősség hatására kivándorolnak a térfogatból az elektródákhoz, ezáltal áramimpulzus keletkezik, amelyben lévő töltések száma arányos az ionizáló sugárzás detektorban maradt energiájával. Az áram integrálja tehát a részecske által leadott energiával egyenesen arányos. A töltéshordozók keletkezésének ideje 10^{-9} - 10^{-11} s, míg a begyűjtése 10^{-6} s nagyságrendű. Mérési berendezések tulajdonképpen a félvezetőre kapcsolt feszültség megváltozásának mértékét mérik, amiből a begyűjtött töltéshordozók száma átszámítható. Adott energiájú spektrumvonalak intenzitását a detektorhoz csatlakoztatott amplitúdó analízátor szolgáltatja. Ez az eszköz digitalizálja a detektor által mért analóg jeleket és egy számláló segítségével a jel nagysága szerint 4096 (vagy 64, 128, 256, 512, 1024, 2048) csatornába gyűjti. Így kapjuk

a közvetlenül feldolgozható amplitúdó-gyakoriság összefüggést ábrázoló spektrumot. (gamma-spektrum)

γ -sugárzás esetén a beérkező foton néhányszor kölcsönhat a detektorban lévő elektronokkal, majd kisebb energiával esetleg távozik. A kettő különbségét hívjuk leadott energiának. Ennek egy része kiszökhet a detektorból, másik része a bentmaradt energia, ami az elektron-ion párok keltésére fordítódik.

Az ilyen típusú detektorok tehát a műszer érzékeny térfogatában benmaradó ionizáló energiát észlelik. A detektoranyagoknak leadott energia nagyobb kiterjedésű detektorok esetén nagyobb. Kiszökhetnek észlelés nélkül elektronok, gamma-, röntgenfotonok a felületen. A kiszökések valószínűsége a felülettel, a benmaradásé a térfogattal egyenes arányában áll.

A félvezetők nagy alapárammal rendelkeznek, ami a detektorok elektromos zaját okozza. Az elektronok ehhez hozzájáruló hőmérsékleti felgerjesztődésének kivédésére a detektorokat működés közben alacsony hőmérsékleten tartják (77K). A felbontóképesség még csorbulhat az anyagban keletkező hibahelyek kialakulásának következtében, ugyanis a töltéshordozók ezeken rekombinálódhatnak. Az anyag belső háttérzajának csökkentése érdekében alkalmazzák a szennyező töltéshordozók nélküli nagy tisztaságú germániumot, ill. p-n átmeneteken alapuló Ge(Li), Si(Li) detektorok esetén Li bediffundáltatásával csökkentik a p és az n réteg közötti üres sávban az áram erősségét.

IV.3.4. A gamma spektrumok szerkezete

A gamma spektrumok elsődleges szerkezete:

-A fotocsúcsok

A gamma-spektrumok vizsgálata a detektor és a hozzákapcsolt feldolgozórendszer által nyújtott spektrum analízise. A spektrumvonalak helye (a csatornaszám) a kibocsátott gamma-fotonok energiára jellemző. A vonalak intenzitása az adott csatornán gyűjtött fotonok mennyiségére utal, ebből tehát a megfelelő gamma-fotont kibocsátó elem mintán belüli gyakoriságára lehet következtetni.

A fotoeffektus során keltett elektron kinetikus energiája a kötési energiával kisebb mint a folyamatot kiváltó gamma-fotoné. Azonban nagy kiterjedésű detektorban az elektron kilökődését kísérő karakterisztikus

röntgenfoton is nagy eséllyel még a detektoron belül leadja az energiáját fotoeffektussal egy másik elektronnak, amely szintén ionizál. Ezek következtében a fotoeffektusból származó detektált jel egyértelműen utal az elsődleges gamma-kvantum energiájára. Ezek a teljes energiájú csúcsok vagy fotocsúcsok.

A gamma spektrumok elsődleges szerkezete

A spektrumfelvételkor abban elemmeghatározásra nem használható csúcsok is megjelennek. Ezek alkotják a spektrum másodlagos szerkezetét.

-Compton-hát

A nagyobb energiájú gamma-fotonokra a fotoeffektus hatáskeresztmetszete kicsi, de többszörös Compton-szóródás után a foton csökkenő energiájával nő a fotoeffektus valószínűsége, majd fotoeffektussal leadhatják az energiájukat. Ebben az energiatartományban detektált fotonok a spektrumban megjelenő csúcsához hozzájárul egy téglalapszerű csak Compton-szórásból származó spektrumrészlet. Ennek a téglalapszerű tartománynak a jobb szélén találjuk a 180° -os Compton-szóráshoz tartozó Compton-élt, amelynél az elektron a legnagyobb energiát veszi át az azt meglökő gamma-fotontól. A középső energiatartomány vonalaihoz tartozó Compton-területek a spektrum bal oldali részében összeadódva ún. Compton-hátságot alkotnak.

-kiszökési csúcsok

A párkeltés hatáskeresztmetszete 2 MeV felett kezd jelentőssé válni. (ld IV.3.1.ábra) Az ebben az energiatartományban párkeltéssel kölcsönható gamma-fotonokra jellegzetes hármas szerkezet jellemző. Detektáljuk a gamma-foton teljes energiáját, ha az egészében a detektorban maradt. Attól függően, hogy az egyik vagy mindkét annihilációs gamma-foton hagyta el kölcsönhatás nélkül a detektor térfogatát, érzékelünk az elsőrendű gamma-kvantum energiájától 511keV-al ill. 1022keV-al kisebb energiájú csúcsokat. Ezek az első és második kiszökési csúcsok. Méréseim során sikerült azonosítanom a spektrumokban a ^{208}Tl -as izotóp 2614,6keV-os csúcsához tartozó kiszökési csúcsokat.

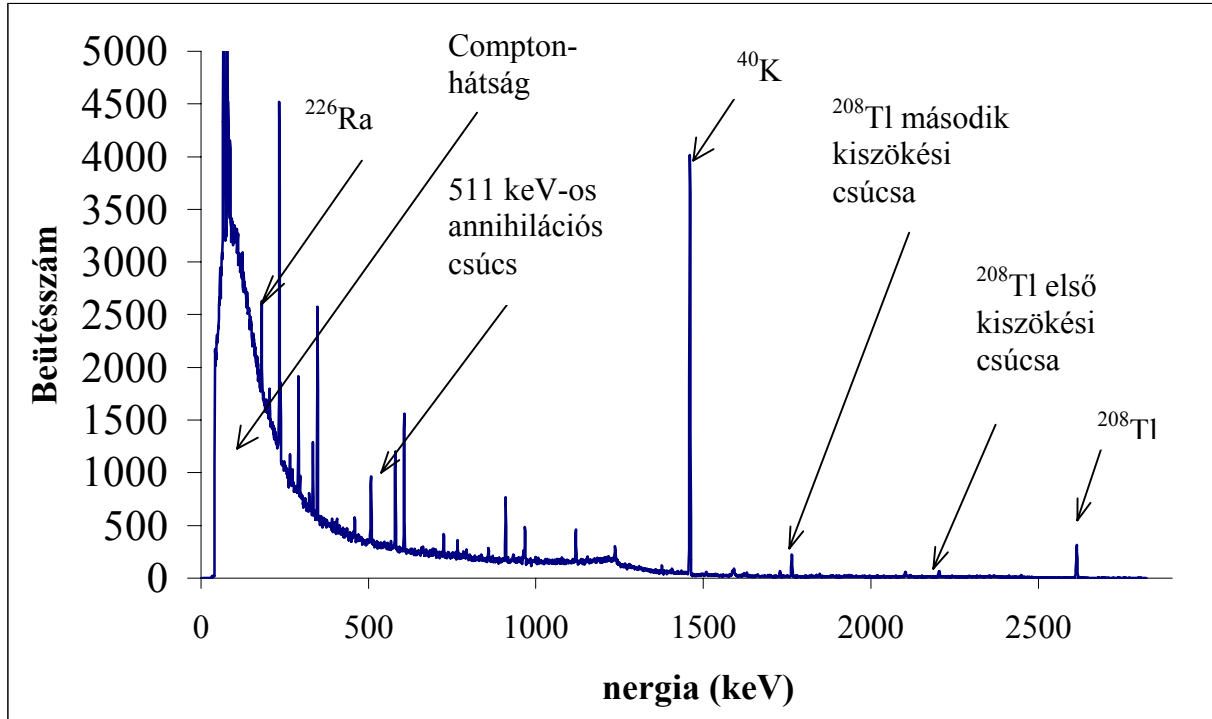
-annihilációs csúcs

Az annihiláció következtében a spektrumokban mindig megjelenik a mintában vagy a környezetben (a jelentkező β^+ -bomlások vagy párkeltés során) keletkező pozitronok szétsugárzásából származó 511keV energiájú annihilációs csúcs.

-egyéb

Jelen van pl. a spektrumban az árnyékoló ólom karakterisztikus röntgensugárzásából származó 88 keV-os teljes energiájú csúcs is.

A Pedagógus-forrás közelében vett kőzetminta spektrumán mutatjuk be a spektrumok szerkezetének fő elemeit.



Vonalszélesség

A detektorban bennmaradt adott energiákhoz a mérés során különböző csatornaszámok tartozhatnak. Láthatjuk tehát, hogy adott energiájú részecske nem feltétlenül azonos mennyiségű töltéshordozót kelt. A mérési berendezésünk statisztikus tulajdonsága miatt tehát ugyanazt a részecskét más csatornában, más energiákon detektálja. Az ilyen jellegű folyamatok Poisson-eloszlást követnek, nagy számú eseményt leírva ez az eloszlás folytonos normális eloszlásává válik. Ennek alapján az adott energiával rendelkező gamma-fotonok teljes energiájú csúcsaiban a detektált beütések csatornaszám szerinti eloszlása Gauss-görbével jellemezhető. A Poisson-jelleg miatt a csatornaszám-értékek szórása a várható érték négyzetgyöke. A csúcs szélessége a maximális beütésszám felénél adja a Gauss-görbe félértékszélességét. A félértékszélesség a detektor energiafelbontásának mértéke azon az energiaértéken. A félértékszélesség $FWHM = \sqrt{8 \cdot \ln 2} \cdot \sigma$

V. A TALAJ- ÉS KÖZETMINTÁK GAMMA-SPEKTROSZKÓPIAI MÉRÉSI MÓDSZERE

V.1. A MINTAVÉTEL

A Soproni-hegység természetes forrásai közvetlen közelében vettük a talajmintákat amivel célunk az volt, hogy a forrásvizek radon aktivitását és a környező talajminták urántartalmát is megvizsgálva komplexebb képet kapjunk a talaj és felszín alatti vizek radontartalmának esetleges összefüggéséről. Bánfalva területéről is gyűjtöttünk talajmintákat különös figyelmet szentelve a Szikla utcai talajmintavételeknek. A Szikla utca kiemelt vizsgálatával a célunk megvizsgálni az utcában található geológiai kutatóhelyszínen egy, a hegy belsejében kialakított üregben tapasztalt nagy radonkoncentráció eredetét.

A talaj keménységétől és összetételétől függően, általában 10 cm-es mintavételi mélységből gyűjtöttük a mintáinkat. Először a felszínen lévő avart és felső néhány cm-es réteget eltávolítottuk, hogy a felszíni talaj esetleges szennyezettsége ne befolyásolja hamisan méréseink eredményeit. Kisméretű ásót és csákányt használtunk a talajmunkákhoz. Minden mintavételi helyről kb. egy kg-nyi talajmintát vettünk, azokat műanyag zsákokba gyűjtöttük, majd lezárt állapotban a laboratóriumba szállítottuk.

Természetes források melletti talajminták

| Forrás név, hely | Földminta típusa | alapkőzet |
|--------------------------------------|--|-------------|
| Dr Fehér Dániel-f. | Barna erdőtalaj | Csillámpala |
| Hidegvizes-f. | Barna erdőtalaj | Üledékes |
| Bányász-f. | Barna erdőtalaj | Üledékes |
| Manninger-f. | Barna erdőtalaj | Üledékes |
| Deák-kút | Barna erdőtalaj | Gneisz |
| Pedagógus-f | Gyökerekkel átszőtt, kavicsos barna erdőtalaj | Csillámpala |
| Bánfalva határa | Agyagos talaj | Csillámpala |
| Szalamandra-f. | Barna erdőtalaj | Csillámpala |
| Szalamandra-f. felé vezető turistaút | Vörös színű agyagos talaj | Csillámpala |

| | | |
|---------------|-----------------|-------------|
| Ólom-f. | Barna erdőtalaj | Gneisz |
| Csalóka-f | Barna erdőtalaj | Gneisz |
| Postás-forrás | Barna erdőtalaj | Kvarcit |
| Hármas forrás | Barna erdőtalaj | Csillámpala |

Bánfalva területéről vett talajminták

| | | |
|---|-----------------|-------------|
| Bánfalva, Szent György-f. | Barna erdőtalaj | Csillámpala |
| Bánfalva, Fenyő tér | Barna erdőtalaj | Gneisz |
| Bánfalva, Szikla u. 17 | Barna erdőtalaj | Gneisz |
| Bánfalva, Szikla u. 31 | Barna erdőtalaj | Gneisz |
| Bánfalvi kőfejtő felső bejárata 15 cm mélyről | Barna erdőtalaj | Gneisz |

V.1.1. Táblázat. Mintavételi pontok.

V.2. A talajminták előkészítése

A mintaelőkészítés célja azonos szemcseméretű, homogén minták készítése. Az így előkészített minták alkalmasak azok rádiumtartalmának mérésére, viszont a talaj szerkezetéből adódó információk a módszer során elvesznek. Minden talajmintából azok szárítása után a teljes mennyiség negyedének elkülönítésével készítettünk egy átlagmintát, amelyek a mintavételi helyek talajszerkezetét mutatják (esetleges későbbi vizsgálatokra). A mintaelőkészítés fázisai:

1. szárítás vákuumszáritóban, 100°C-ot meg nem haladó hőmérsékleten
2. a kiszáritott talajminta 1/4-részt átlagmintaként elkülönítettem
3. a maradékot mozsárban finomra törtem és 1,4 mm lyukméretű szitán átrostáltam.

Ily módon szemcseméret alapján a vizsgált talajt két részre osztottam (már az átlagmintától elkülönítve).

Tehát minden talajmintából elkülönítettem egy finom porból álló mintát és egy nagyobb szemcsékből (kisebb kövek, egyéb talajban lévő szerves részek), esetenként még viszonylagosan nagyobb kőzetdarabokból álló mintát is.

4. Az átszitált csak kisméretű talajszemcsékből álló, így homogénnek tekinthető mintákat egyenként 8 cm magas, 3,5 cm sugarú alumínium mintatartóba töltöttem. Ezek voltak a nyitott talajminták.

Mivel a Rn gázhalmazállapotú, ezért az ^{238}U bomlási sorában a ^{226}Ra elbomlása után elhagyhatja a talajt. A bomlási-sor Rn utáni elemkoncentráció vizsgálatának összehasonlítása

a nyílt és a lezárt talajmintában választ adhat arra a kérdésre hogy az általunk vizsgált talajmintákból milyen mennyiségben szabadult ki Rn a környező légtérbe.

Ezért a már megmért finom szemcséjű talajmintákat hengersizmetrikus üvegedényekbe raktam, azt csavaros fémkupakkal lezártam, majd parafilmmel leszigeteltem. Így készítettem el a zárt talajmintákat. Célom volt megvárni a radon és leányelemei közt beálló radioaktív egyensúlyt, majd ezt követően kb. két hét elteltével újra megmérni és analizálni a mintában lévő természetes radioaktív elemeket és azok koncentrációját.

V.3. A MÉRÉSI ELJÁRÁS

A mérési eszközök

A talaj és kőzetminták radioaktivitásából származó α - és β -sugárzások a kis hatótávolságuk miatt könnyen elnyelődnek az anyagban, ezért ezeknek az anyagoknak a vizsgálatára kizárólag a γ -fotonok detektálása megfelelő.

A méréseimet az ELTE Atomfizikai Tanszékén nagy tisztaságú germániumból készült 7500SL típusú Vertical Dipstick detektorral végeztem. A detektor érzékeny térfogata $85,7 \text{ cm}^3$, a detektorra kapcsolt gyűjtőfeszültség 4000V. A detektor által mért jeleket TC 224 erősítőn keresztül CAMAC konverter továbbította a mérést vezérlő számítógépnek. Az adatokat a Camcopr nevű program dolgozta fel és jelenítette meg a spektrumot.

A mérés menete és célja

A mérés megkezdése előtt a berendezést kalibráltuk standard radioaktív tórium-izotóp segítségével. A Th bomlási sorában lévő utolsó, jól elkülöníthető elem a ^{208}Tl -as izotóp által kibocsátott 2614,53keV-os, az U sorában lévő ^{212}Pb szintén jól látható 238,625keV-os és a mindenhol jelen lévő ^{40}K izotóp 1460,8keV energiájú gamma-vonalai alapján rendeltünk az egyes csatornákhöz energiaértékeket. Az energiakalibrációt természetesen rendszeresen ellenőrizni kellett, hogy a berendezés szisztematikus hibái következtében azok a későbbi mérések esetében helytállóak maradtak-e.

A detektorhoz csatlakozó Camac-modul a mért jeleket digitalizálja a számítógép számára. A számítógép egy adatfájlba gyűjti az egyes energiákhoz tartozó bomlások számát. A mérés 4096 csatornában 3000keV energiáig. A Camcopr nevű program segítségével a monitoron is megjeleníthető az egyes energiacsatornában mért γ -bomlások számát ábrázoló γ -spektrum. A program a mérési adatokat ASCII-adatfájlokba írja, amelyekből a

Camcopr-program kiértékelő funkciójának futtatásával már bármilyen számítógépen megjeleníthető a spektrum és elkezdhető a kiértékelés..

A mintákat jól árnyékoló ólomtoronyba helyeztem. Ennek felépítése: a detektor oldalról ólomtéglákkal vannak körülvéve, a minta detektorra helyezése után a detektort felülről is lefedtük egy alumíniumlemezzel azon három ólomtéglával, majd még felülről két ólomlemezzel. Az ólommal való árnyékolás használatának az oka az ólom jó árnyékoló tulajdonsága, hiszen a gamma-sugárzás intenzitását nagymértékben képes gyengíteni (ld. IV.3.1.táblázat)

Minden mintát 24 óráig vizsgáltam (a megfelelő pontosság elérése érdekében) a gamma-sugárzást mérő félvezetődetektorral. Fontos, hogy minden mintát hengersizmetrikus geometriai elrendezésben helyeztem a detektorra, mert a mérés hatásfokát így tudtuk a legjobb megközelítéssel meghatározni.

V.4. A kiértékelés

Ha a mért spektrumon találtunk lényeges bomlásszámot, vagyis lényeges méretű csúcsot, akkor az ottani γ -foton energiájából következtettünk az elbomló elemre minőségére. Minden talajmintában ezzel a módszerrel kerestük az ott jelen lévő természetes radioaktív elemeket. A csúcsok alatti területből az elem aktivitására, közvetve a sugárzó elem mintabeli koncentrációjára következtethetünk. Azonban minden csatornában mért beütésszám a mintából és a mérőhelyiség természetes háttérsugárzásából származó összbeütésszámot jelenti. Szükséges ezért a pontos mérések elvégzéséhez a berendezés működési helyén a háttérsugárzást minél pontosabban megmérni.

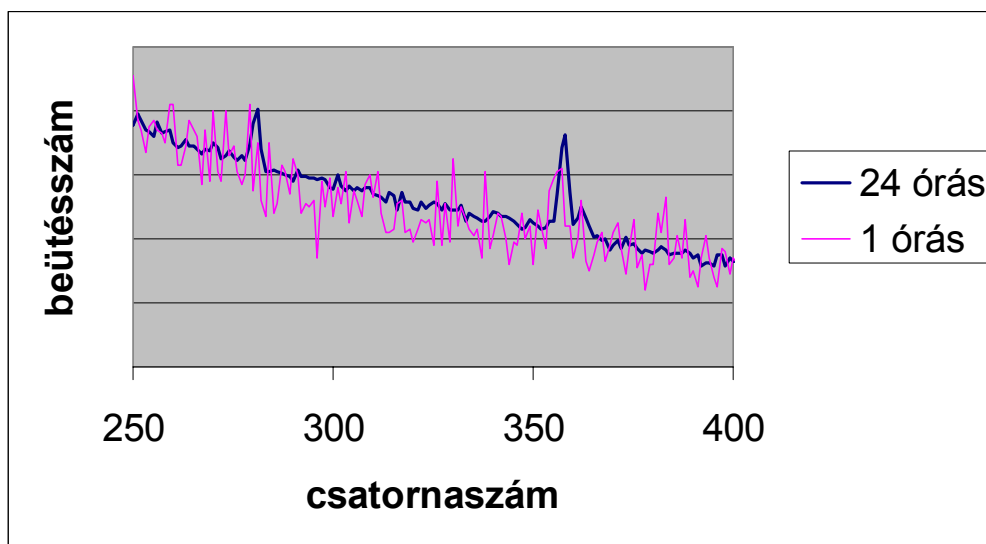
V.4.1. A háttér mérése és eredményei

A háttér értékét a felépített ólomtorony belsejében öt esetben vizsgáltuk a következő paraméterek mellett.

| Mérés kódja | Mérés ideje | Mérés leírás | Motiváció |
|-------------|----------------------|------------------------------|--|
| Hats13 | 2002. szeptember 12. | 2.számú Al-mintatartó üresen | Ezekben a mintatartókban végeztük a nyitott méréseinket |
| Hats16 | 2002. Szeptember 15. | 3.számú Al-mintatartó üresen | |
| Hats30 | 2002. Szeptember 28. | 3.számú Al-mintatartó üresen | |
| Hat1210 | 2002. December 10. | Az ólomtorony üres | 1 órás mérés |
| Rézháttér | 2003. Március 5. | Réztömbök az ólomtoronyban | A Cu átlagrendszáma megközelíti a SiO ₂ -ét |
| Hattérm2 | 2003. Március2. | Az ólomtorony üres | A többi méréshez képest a minták öneltelítő hatását vizsgáltuk |
| Hatapr2 | 2003. Április12. | Az ólomtorony üres | |

V.4.1. Táblázat. a háttérmérések adatai.

A háttérmérések során a teremben lévő háttérsugárzás ólomtéglával árnyékolt értékeit vettük fel. A háttér egyébként is kis aktivitása miatt a pontos mérésekhez hosszú időre volt szükség. Ennek illusztrálásaként végeztünk egy összehasonlító mérést. Ugyanolyan körülmények között megmértük a háttér aktivitásának értékét egy 1 órás és egy 24 órás időtartamú méréssel. A két mérés csatornaszám- beütésszám diagrammjának egy részlete az időre korrigálva a következő ábrán látható.



V.4.1. ábra. 1 és 24 órás háttérmérés spektrumrészleteinek összehasonlítása.

Megfigyelhető, hogy a spektrumok szerkezete hasonló. Az 1 órás mérés vonalainak helyén a 24 órás mérés esetén is látunk csúcsokat. A kisebb intenzitású csúcsok kiemelkedéséhez az 1 órás időtartam azonban nem volt elegendő, mivel azok beleolvadnak a

spektrumvonalak statisztikus ingadozásába, így a háttér egyes részleteiről nem szerzünk információt. Ezért fontos, hogy mérési idő ezért legalább a minta mérésének időtartama legyen.

Ugyanabban a felépített ólomtoronyban, de a különböző mérési elrendezésekben azt tapasztaltuk, hogy az azonos energiák esetén közel azonos beütésszám származik a háttérből. Négy jól detektálható energiaértéken (^{208}Tl 2614,53 keV, ^{40}K 1459,2 keV, ^{214}Bi 609,318 keV, ^{226}Ra 185,99 keV, ^{208}Tl 2614,53keV) a háttérből származó beütések óránkénti számát és hibáikat a hat mérésünk esetén a következő táblázatban tüntetjük fel.

| Apr2 | Beütés/óra | Hatm2 | Beütés/óra | rézháttér | Beütés/óra | Hats30 | Beütés/óra |
|--------|-------------|--------|-------------|-----------|-------------|--------|-------------|
| Háttér | Háttér hiba | Háttér | Háttér hiba | Háttér | Háttér hiba | Háttér | Háttér hiba |
| 40,54 | 7,21 | 46,58 | 6,53 | 43,60 | 8,67 | 38,84 | 6,22 |
| 79,50 | 4,04 | 83,97 | 3,19 | 71,93 | 5,00 | 61,06 | 3,03 |
| 446,13 | 6,21 | 470,53 | 5,19 | 449,20 | 7,87 | 450,25 | 5,41 |
| 66,54 | 2,38 | 65,75 | 1,92 | 65,00 | 3,00 | 64,47 | 2,03 |

| Hats13 | Beütés/óra | Hats16 | Beütés/óra |
|--------|-------------|--------|-------------|
| Háttér | Háttér hiba | Háttér | Háttér hiba |
| 40,38 | 6,28 | 43,55 | 7,90 |
| 67,25 | 3,09 | 68,95 | 3,85 |
| 453,06 | 5,41 | 451,60 | 6,85 |
| 66,72 | 2,06 | 62,80 | 2,55 |

V.4.2.táblázat. A hat háttérmérés négy adatának összehasonlítása.

Háttérként az általunk mért értékek átlagértékeit számítottuk ki minden vizsgált energia esetén. Ezek alapján a kiértékelés során ezeket a háttéradatokat használtuk. A megállapított háttéradatokat a 2. Függelékben adjuk meg.

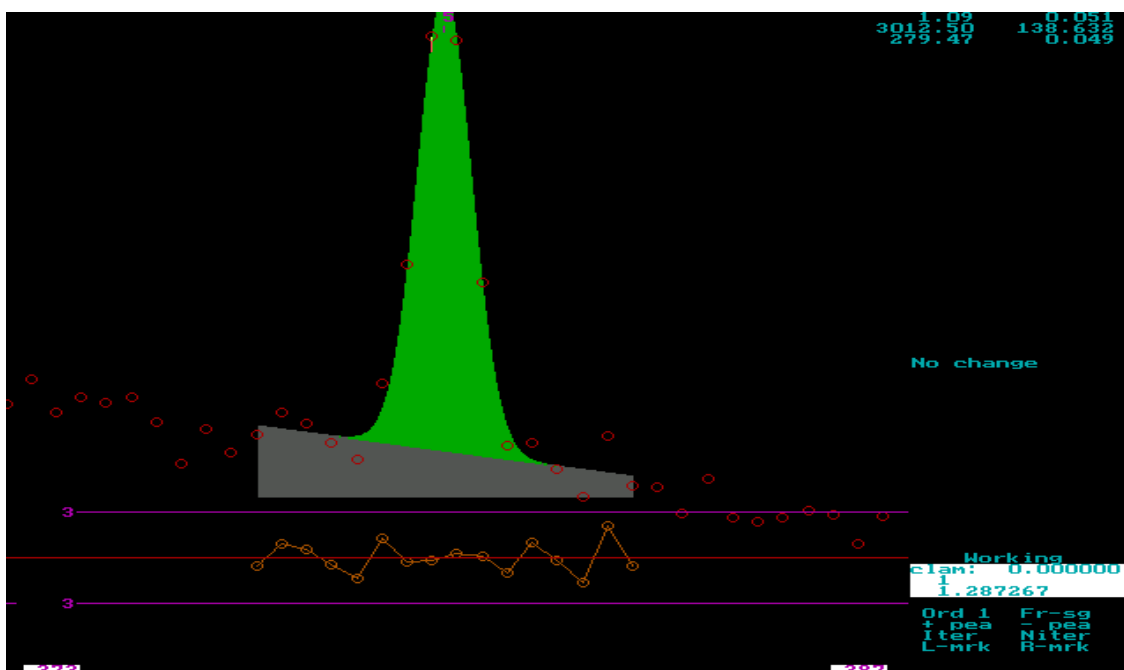
V.4.2. A kiértékelés menete

A felvett spektrumból a minta ekvivalens uránkoncentrációját akarjuk meghatározni. Ehhez ismerni kell a bomlási sor tagjainak fajlagos aktivitását és a beazonosított csúcsok területeit kell meghatározni. A meghatározott nettó terület arányos az adott energiájú parciális aktivitásával, és az arányossági tényező pontos meghatározása is ügyelnünk kell. Ez elsősorban a mérés határfokának meghatározását jelenti

- a, A csúcsok azonosítása és területük meghatározása.

A Campcopr program segítségével kerestük meg a spektrumban található csúcsokat. A program a mért pontokra Gauss-görbét illeszt a legkisebb négyzetek módszerével. A többi elem Compton- szórásából származó háttérrel egy, a programba épített funkció első vagy másodrendű háttérként is le tudja vonni. Mi a Compton-hátság területén a másodfokú illesztéseket választottuk, a spektrum egyéb részein az elsőfokút. Azokban az esetekben, ahol a Gauss-görbe illesztése viszonylag nagy hibával történt, nem fogadtuk el az illesztést, mert az nem a valósághű területet eredményezné. A program segítségével képesek vagyunk csúcsok beszúrásával szétválasztani a nem megfelelőnek ítélt illesztéseket.

A Campcopr program csúcs illesztése.



Az ábra alsó részén lévő sávban mutatja a mérési pont és az illesztési pont különbségének 0 körüli ingadozását.

A csúcsok illesztését követően a program egy adatfájlba írja az illesztett paramétereket: az energiákat és az energiákhoz tartozó beütésszámokat illetve azok hibáit. A beütésszámot (a csúcs alatti területet) két módon kiszámítva is tartalmazza az adatsort: *ter* és *ster* formában. A *ter* adatok a Gauss-görbe területét számítják, míg az *ster* adatok a mérési pontok nettó összegét képzik.

Számításaink során minden minta esetén az *ster* terület adatot használtuk.

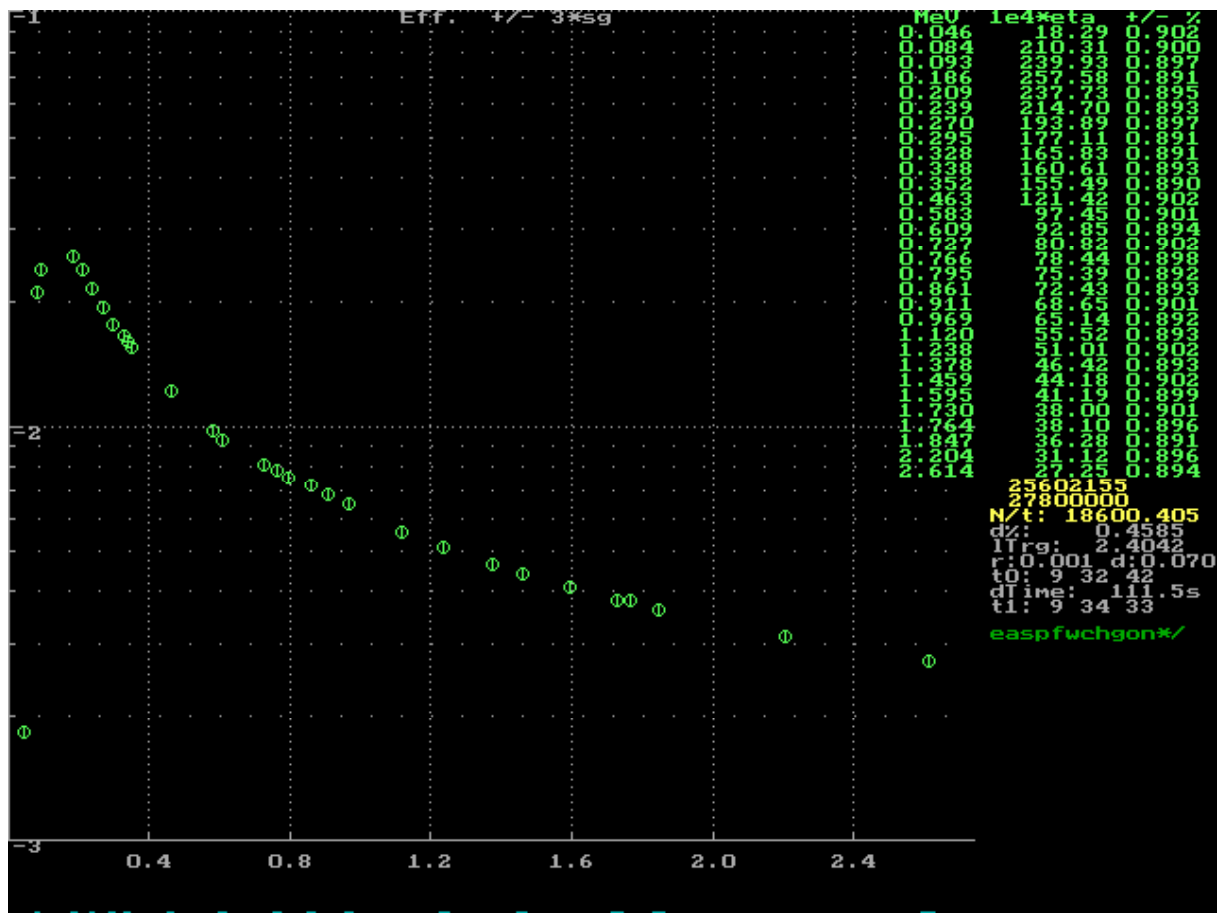
A kapott adatsorban a Nuclides 2000 című kiadvány alapján készített táblázatunk (lásd függelék izotóptáblázat) segítségével azonosítottuk a csúcsokat. Kiválasztottuk a legnagyobb relatív gyakorisággal rendelkező átmeneteket méréseink nagyobb pontossága érdekében. Ezek a csúcsok általában jól illesztett Gauss-görbét eredményeztek. Az általunk vizsgált nagyobb relatív gyakoriságú csúcsok is mutattak nem elfogadható illesztést. Ennek az oka a beütések

statisztikus jellegében vagy a mintában lévő kis mennyiség miatt (a csúcs beleolvadt a háttérbe) mutatkozott. Adott energián az összes detektált beütésszám a mintával mért beütésszám és a háttérből származó beütésszám időre korigált különbségeként áll elő. Kaptunk negatív értékű nettó terület értéket is, ami a bomlások eloszlásának statisztikus jellegéből adódik. Ezeket az adatokat a későbbi számítások során kihagytuk.

A mintában történt beütésszámokat a detektált nettó beütésszámok, az adott átmenet csatornaaránya és a detektálás hatásfoka ismeretében számíthatjuk ki. Minden vizsgált energiánk a csatornaarányokat az előbb említett táblázatból ismerjük, míg a detektálás hatásfokát a hpgx nevű program számítja ki minta bemenő paramétereinek alapján.

b, A hatásfok kiszámítása

A hatásfok kiszámítására a hpgx nevű programot használtuk, aminek eredményeit ismert aktivitású mintákkal hitelesítették.



A hatásfok program elindításakor meg kell adnunk a minta méreteit: magasság, sugár (a program csak hengersizmetrikus minták hatásfokainak számítására íródott). Meg kell még adnunk azokat az energiákat, amelyekkel rendelkező fotonok detektálásának hatásfokát

számítjuk. Maximum 30 energiát lehet beírni a program egyszerű futtatásakor. Az önelnyelődés figyelembe vételére a minta sűrűségét, összetételét valamint a komponensei átlagrendszámait kell beírni. az összetételt tekintve a talajok esetén SiO_2 , a két agyagmintánál az $\text{AlK}(\text{SO}_4)_2$ közelítést alkalmaztuk. A többi talajkomponensből (Pl.: az általunk vizsgált elemek) kis relatív gyakoriságuk miatt eltekintettünk. A szimulációs program véletlen bomlásokat generál a mintában Monte-Carlo-módszerrel. A generált bomlásokban termelt fotonok átlagos szabad úthosszát kiszámítva összeveti a program, hogy az képes-e kijutni a mintából a bomlás helyétől. Figyelembe veszi továbbá a detektálás térszögét is.

Az adott energián generált próbálkozások és a találatok aránya adja meg számunkra azon az energián a detektálás határfokát. A programot addig futtattuk, amíg a határfok bizonytalansága 1% alá csökkent. A kiszámolt értékeket *.eff* adatfájlba írtuk.

Aktivitások és koncentrációk kiszámítása

Méréssorozatunk célja talajminták urán és tórium koncentrációjának kiszámítása. Ehhez először meghatároztuk a minták egyes azonosított, az urán és a tórium bomlási sorába tartozó összetevőjének tulajdonított aktivitást. Azzal a feltételezéssel élve, miszerint a bomlási sorokban az anya és a leányelemek között a radioaktív egyensúly beállt, az így kiszámított aktivitások már a kiinduló elemek aktivitásaira és azok koncentrációira utalnak. (a Cs11 mintán végzett számításainkat a ... táblázat tartalmazza)

Az adatokat táblázatba rendezve a következő számításokat végeztük az *i.* vizsgált energiájú csúcsra.

Minden energián a spektrum vonal intenzitásából levontuk a korrigált háttér értékét.

$$T_i - T_{\text{háttér } i} \cdot \frac{t_i}{t_{\text{háttér}}} = T_{\text{nettó } i}$$

Ezt követően az időegységre eső bomlások száma

$$\frac{T_{\text{nettó } i}}{t_{\text{mérési } i}} = I_{\text{detektált}}$$

A minta aktivitása a detektálási határfokot (η) és az átmenet csatornaarányát (τ) figyelembe véve:

$$A = \frac{I_{\text{detektált}}}{\eta \tau}$$

A mintában minden energiaértékhez tartozó hatásfokot a hpgx program, a csatornaarányokat a Nuclides 2000 című kiadvány alapján készített táblázat szolgáltatta.

Az ^{238}U felezési idejének ismeretében meghatároztuk a mintában lévő, általunk vizsgált izotópokkal radioaktív egyensúlyban lévő ^{238}U atomok száma.

$$N_i = \frac{A_i}{\lambda} = A_i \cdot \frac{T_{1/2}}{\ln 2}$$

Ezt követte az uránekvivalens tömeg kiszámítása

$$m = \frac{N_i}{N_A} \cdot 238$$

A mintában lévő izotóptömeg és a minta tömege hányadosaként a már vizsgált energiájú csúcsból számolt uránkoncentrációt kapjuk, g/t egységben.

A számítási folyamat során a hibaterjedés törvényét alkalmaztuk minden lépcsőfok esetén a számolt mennyiségek hibáinak meghatározására.

$$\sigma^2 = \left(\frac{\partial f(x_i)}{\partial x_i} \right)^2 \cdot \sigma_{x_i}^2$$

A mérések bizonytalansága a fotocúcsok területének és a háttérben mért terület statisztikus hibáiból adódik első sorban. A hatásfok meghatározásának statisztikus bizonytalansága nem számottevő, mert mindig 1% alatt volt. A minták hossz mértékeinek mérése tolómérővel történt 0,5 mm pontossággal (a magasságuk mérésénél három helyen mért érték átlagát használjuk), a tömegeket analitikai mértékkel mértük 0,5 centigrammnyi hibával.

Ugyanez a számítás menet a talajminták ^{232}Th és a káliumkoncentráció mérésénél is figyelembe véve, hogy a kálium mennyiségének csupán 0,0119 %-os arányban tartalmazza a 40-es izotópot.

Egyes izotópok mintabeli mennyiségére több jól detektált vonalból is következtethetünk. Ilyen esetben az izotóp aktivitását az egyes vonalaiból származó aktivitásának súlyozott átlagának számításával kaptuk.

Több vizsgált vonal esetén az aktivitás és a hiba az izotóp vonalaira

$$\bar{A} = \frac{\sum_{i=1}^n \left(\frac{A_i}{\sigma_{A_i}^2} \right)}{\sum_{i=1}^n \frac{1}{\sigma_{A_i}^2}}, \quad \sigma_A^2 = \frac{1}{\sum_{i=1}^n \frac{1}{\sigma_{A_i}^2}}$$

Az ^{238}U bomlási sor elemei:

A ^{226}Ra izotópból származó aktivitást a 185,99 keV-os átmenetéből ^{234}Pa aktivitását a 766,358 keV-es vonalból számítottuk. A ^{214}Pb aktivitását a jól detektált 238,625 keV-es és a 295,2 keV-es átmenetektől kaptuk, míg a ^{214}Bi izotópra a 609,318 keV-es, 717,2 keV-es, 1120,28 keV-es, 1238,1 keV-es és 1764,5 keV-es vonalaktól számoltuk. A ^{226}Ra 185,99 keV-es vonala egybeesik a ^{235}U 185,7 keV-es vonalával, ezért a ^{235}U aktivitására korrekciót alkalmaztunk. Feltételezve az urán és a rádium közötti radioaktív egyensúlyt (ami a rádium geológiailag rövid átlagos élettartama miatt jogos az esetek döntő többségében), valamint ismerve a két urán-izotóp gyakoriságának univerzális arányát az adódik, hogy a 186 keV-nál összemósuló csúcsokban a ^{226}Ra bomlásai és a ^{235}U bomlásai 35:25 arányban vannak jelen, ezért a csúcs teljes beütésszámának csak 58,3%-a származik a rádiumtól.

A ^{232}Th bomlási sor elemei:

^{228}Ac izotópjának viszonylag sok átmenetét jó láttuk a spektrumainkban. Aktivitásának kiszámításakor a legnagyobb csatornaarányokkal rendelkező 270,27 keV, 338,87 keV, 463,073 keV, 795,07 keV, 911,31 keV, 969,161 keV és az 1459,2 keV-es csúcsokat vettük figyelembe. A ^{212}Pb aktivitását a 238,625 keV-es csúcsokból számoltuk. A ^{208}Tl vizsgálatánál az 583,191, 860,564 és 2614,53 keV-es csúcsokat míg a ^{212}Bi esetén a 727,2 keV-es csúcsokat vettük figyelembe.

A ^{40}K aktivitását az 1,4608 MeV-es vonalából határoztuk meg.

A minták ^{232}Th koncentrációját szintén a bomlási sor toron előtti elemei aktivitásainak figyelembevételével határoztuk meg, tehát a ^{228}Ac és a ^{228}Th izotópok aktivitásaiból.

A ^{40}K aktivitását az egyetlen jó detektált γ -vonalából kaptuk.

A kiértékelés problémái

Kis energiáknál a csúcsokba zavaró mértékben hozzájárultak a Compton-szórásból eredő beütések. Ezek következtében a beépített belső háttér levonása után sem kaptunk sok esetben értékelhető eredményt. A nemlinearitási probléma a spektrum elején 3-4 keV-es energia elcsúszásokat okozott, de ez nem okozott gondot az azonosításban. A statisztikai jellegből adódóan néha a korrigált háttér levonása után negatív terület értékeket kaptunk. Ezeket illetve az izotóp többi vonalához képest kiemelkedően kis vagy nagy területű csúcsokat is kihagytuk az értékelésből. Ezekben az esetekben több izotóp vonalainak együttes mérése, vagy a nagyon szórt adatokra történt rossz görbeillesztés miatt kerülhetett sor. További pontatlanság forrása a határfok számító program kb. 10%-os bizonytalansága lehet

kis energiákon. Ezt azonban ellenőrizhetjük a lezárt minták esetén a radioaktív egyensúly beállításának vizsgálatával.

VI. Vízminták radontartalmának meghatározása

A vízben oldott radon a kőzetek repedéseiben, talaj szemcséken átszivárgás során diffundál bele a felszín alatti vizekbe. A vízben való rossz oldékonysága miatt a nyílt vízfelületekről hamar kipárolog a légterbe. Rövid 3,82 napos felezési ideje miatt a vízben oldott radon a keletkezési helyétől nem távozhat el túl messze. Vizsgálva a Soproni hegység területén a természetes forrásvizeket, arra a kérdésre szeretnénk választ kapni, hogy milyen mennyiségű radon diffundált bele a felszín alatti vizekbe. Mivel feltételezésünk szerint a hegység belsejében a karszt vizek nem érintkeznek levegővel, vagyis a kipárolgástól eltekinthetünk, ezért az általunk mért radon tartalom jól informáló a kőzetekben lévő anya elem, a ^{238}U koncentrációjáról, ha sikerül közvetlenül a talajból kifolyó vizet megmintázni. A kutakból és forrásokból vett vízminták általában rövid ideig érintkeznek a levegővel, ezért az ilyen mérési eredmények kis veszteséget tartalmaznak.

Vizek radon tartalmának meghatározására két módszert ismerünk. Kis aktivitású nagyobb mennyiségű minták mérésére alkalmas a kibuborékoltatás, míg nagyobb aktivitású minták mérésénél szcintillációs mérés technika az előnyös.

VI.1. A folyadékszintillációs mérés technika

A szcintillációs mérés alapja az a jelenség, hogy a vizsgált radioaktív sugárzás hatására a szcintillátor fény felvillanással válaszol. A technika lényege, hogy közvetve a fény felvillanás, a szcintilláció detektálása történik. A folyadék szcintillációs módszer előnye egyrészt az, hogy a kis hatótávolságú sugárzást is jó hatásfokkal képes mérni, másrészt a folyadék körbe veszi a vizsgált mintát, így a detektálás térszöge 4π .

A szcintillációs folyadék (a koktél) három komponensből áll általában. Ezek: az oldószer (szolvens), primer és szekunder szcintillációs anyagok (foszforok).

A detektálás alapja a következő mechanizmus:

1. A mintában keletkező radioaktív sugárzás energiát ad át az oldószernek, aminek hatására az gerjesztett állapotba kerül.
2. Az oldószer molekulák a gerjesztési energiát egy primer szcintillátor molekulával való ütközésig megtartják, majd az ütközés során annak átadják.
3. A primer szcintillátor molekulák a gerjesztett állapotból fény kibocsátásával gerjesztődnek le.

4. A kibocsátott fény frekvenciája azonban nem esik bele az elegyet figyelő fotoelektron-sokszorozó érzékenységi tartományába. Ebből a fázisból kilépő fotonok a koktélban lévő szekunder szcintillátorokat is gerjesztik, míg azok alap állapotba kerülésükkor már a megfelelő frekvenciájú fényt képesek kibocsátani. A szekunder szcintillátorokra tehát frekvencia transzformálás miatt van szükség.

5. A szcintillációs eredetű kilépő fotonok a beépített fotoelektron sokszorozó fotokatódjára érkeznek, onnan fotoeffektussal elektronokat keltenek. A keletkező elektronokat a pozitív töltésű elektróda (dinóda) magához vonzza, becsapódásukat követve elektrononként több mint egy fotont keltenek. A keletkező fotonokat a következő, az előzőnél nagyobb pozitív töltésű dinóda tovább gyorsítja, arra becsapódva szintén elektronokat keltenek. A fotoelektron sokszorozó tehát végeredményben felerősíti és elektromos impulzussá alakítja a mintából érkező szcintillációs fényt, majd ezek a jelek egy amplitúdó analízátorra kerülnek.

A detektálás hatásfokának javítása érdekében a mérő berendezések működése a következő kritériumokat teljesíti: A berendezés a mintát árnyékolt mérő helyre süllyeszti a háttér csökkentése céljából. - A hőmérsékleti gerjesztés minimalizálása miatt a mintát mérés közben hűti, a külső fény zavaró hatását pedig sötét mérőhely biztosításával küszöbölik ki. - Az elektromos alapzaj csökkentése érdekében egymással szemben álló, koincidenzába kapcsolt fotoelektron sokszorozók vannak beépítve

A spektrum

Az elektromos impulzus amplitúdója a fotoelektron sokszorozó katódjára érkező fotonok számával arányos, végeredményben a felvillanást okozó radioaktív bomlási részecske energiájától függ. Az azonos amplitúdójú jeleket így 0,5 keV szélességű csatornába gyűjti a műszer. Ezt a bomlási energiát, fényhozamot látjuk ábrázolva a spektrumok vízszintes tengelyén keV-e egységben (elektron ekvivalens keV). Az ábrázolt csúcsok helye így ezen a skálán a bomló elem identitására utal. Az adott amplitúdójú jelek számát megszámlálva az amplitúdó analízátor megmutatja, hogy az adott elemből mennyi bomlást figyelt meg a műszer, ami a bomlás törvénye szerint utal az elem mintabeli koncentrációjára.

A beütés számokat ábrázolja a spektrum függőleges tengelye.

Egy adott energiával történő radioaktív bomlás a koktélban lévő különböző alkotórészekről és a folyamat valószínűségi paraméterei miatt eltérő számú gerjesztett molekulát, végeredményben eltérő számú fotont kelthet. A fotoelektron sokszorozó sem ugyanakkora valószínűséggel detektálja az összes keletkező fotont. β -bomlás esetén a kibocsátott elektronok folytonos energia

eloszlásúak. Ez a több véletlenszerű folyamat eredményezi, hogy végül a detektálandó elemre és a koktéla jellemző karakterű amplitúdó eloszlást kapunk.

A kioltás

Az olyan anyagok jelenléte a mintában, amelyek elnyelik a szcintillációs fotonok egy részét rontják a mérés határfokát. Ez a jelenség a kioltás. Előfordulása befolyásolhatja a detektált intenzitást és a csatorna számot is. Kioltás esetén kevesebb foton éri az elektron-sokszorozót, így a kisebb energiák felé tolódik el a spektrum szerkezete. E tulajdonság alapján az összes detektált beütés szám és a kisebb csatornában detektált beütés szám hányadosát használják fel a kioltás mértékének meghatározására. Radonmérésnél detektáljuk a mintában keletkező ^{218}Po és ^{214}Po leányelemek α -bomlásából származó csúcsokat is. Ennek hatására a csak radont tartalmazó minták jellegzetes hármas csúcs szerkezetű spektrumot mutatnak. Egy ilyen víz minta ^{222}Rn mérésének a spektrumát a következő ábra szemlélteti.

VI.2. A vízminták mérési eljárása

Méréseink során a Packard TRI-Carb 1000 A típusú folyadék szcintillációs spektrométerrel végeztük. A küvetták 10 ml-es mintatérfogatával a mérni kívánt ^{222}Rn a vízben való rossz oldékonysága miatt feldiffundált az 10 ml-es koktél-térfogatba. Ezt a tartományt vizsgálja a műszer két fotoelektron-sokszorozója.

A fotoelektron sokszorozóról érkező jeleket egy koincidencia áramkör szűri meg, s egy 4000 csatornás amplitúdó analízátorra küldi azokat. Minden mérés sorozat elkezdése előtt kalibrálni kell a berendezést ^{14}C standard mintával. SNC (Self Normalization Counting) üzemmódban, amelynek során rendel a csatornához megfelelő energia értékeket.

A TRI-Carb detektor különböző méréstípusoknak megfelelő beállításokat (mérési protokoll) tartalmaz. Minden esetben a detektálás három különböző szélességű csatornában történik. A csatornák hosszát a protokolloknak megfelelően vagy manuálisan is beállíthatjuk. Méréseink során a ^{222}Rn mérésre használt protokollt választottuk a következő csatorna beállításokkal:

- A csatorna 25 keV – 900 keV
- B csatorna 50 keV – 900 keV
- C csatorna 0 keV - 25 keV

A műszer mérte az egyes energia csatornában detektált bomlások számát, CPM (Count Per Minute) egységben és az A és B csatornában mért értékek szórását. A

nyomtatványon ezeken az adatokon kívül feltüntette a minta sorszámát, a mérés sorozat kezdetétől eltelt időt, a gépen belül végzett külső standardizálásból származó kioltási adatokat, és a spektrumra jellemző spektrális indexet ami a minta önnyelődési tulajdonságát jellemzi. A mérés pontosságát növelendően minden vízmintát 60 perces mérési idővel vizsgáltunk. Az 5-6 %-os (2σ -hoz tartozó konfidenciaszint) hibánál nem volt rosszabb mérésünk. A minta aktivitásától függően a minta vételt követően 18-30 nappal újra megmértük a mintában lévő radon tartalmát. Mérésünk célja megvizsgálni, hogy az ekkor már nagyrészt elbomlott radon tartalmat pótolja-e a vízben esetlegesen jelenlévő rádium.

A mintavétel

A vizek radon tartalma gyorsan eltávozik a vizekből. A mintavétel során ezért a lehetőségekhez mérten a legnagyobb körültekintéssel a mérendő vízmintákat az alábbi eljárásokkal vettük:

1. Forrás vizek esetén a minta vételi fecskendő a csőbe becsúsztatva annak végétől kb. 10 cm-es távolságból vettük a mintáinkat.
2. Nyílt víz felületek (tavak, kutak, és a két talajból feltörő forrás) esetén a lehető legmélyebbről próbáltunk mintát venni. Kutak esetén a vödör illetve a szivattyú helyzete határozta meg a mintavételi mélységet. A tóból, állóvizekből kb. 50 cm-es mélységből vettünk mintát.

A fecskendőben kimért 10 ml-es vízmintát a 10 ml optifluor-o koktél alá rétegeztük gondosan. A minta tartóink szabványos 23 ml térfogatú henger alakú üveg küvetták, amelyek teflon bevonatú záró kupakkal rendelkeznek. A küvetta lezárását követően a mintát még a kupak lezárása mentén parafilmmel szigeteltük el. A kupakra ráírtuk a minta kódját és a minta vétel időpontját. Az előző módon elkészített vízmintákat a laboratóriumba szállítás után 72 órán belül igyekeztünk megmérni. Kb. 5-6 óra múlva a koktél és a víz között a ^{222}Rn transzport folyamatban egyensúly állt be. Ez az idő már elegendő, hogy a ^{222}Rn és a leány elemei aktivitásai között egyensúly álljon be.

A kiértékelés

Méréseink célja a vízminták radon koncentrációjának megállapítása a mintavétel idején. ^{222}Rn koncentráció méréseket megelőzően a spektrométer kalibráló mérés sorozatot kell végezni. Ez RaCl különböző ismert aktivitású standard vizes oldataival

történik. A mérés sorozat eredményeképpen kapott kalibrációs görbe egyik tengelyén a standardok aktivitása, a másikon a mintából detektált beütések száma található. Az ábrázolt görbe meredeksége adja meg a kapcsolatot a detektált beütés szám és a minta radonkoncentrációja között. A kalibráció 2 %-os hibával történt, ami minden mérés bizonytalanságát növeli. A műszer a mérésre átlagolt beütés/perc értékeket méri.

A fajlagos aktivitást a kalibráció alapján határoztuk meg Bq/liter egységben a következő képlettel.

$$A = \frac{\text{CPM} - 10,08}{1,98}$$

Ebből az értékből számoljuk ki a mintavétel ideje óta eltelt idő ismertében a mintában végbemenő eredeti beütésszámokat az exponenciális bomlástörvény használatával. $A_0 = \frac{A}{e^{-\lambda t}}$

VII. Eredmények

VII.1. A NYITOTT TALAJMINTÁK VIZSGÁLATÁBÓL SZÁRMAZÓ EREDMÉNYEK

A talajminták méréséből az általunk vizsgált két bomlási sor elemeinek mintabeli koncentrációit az V. fejezetben leírt módon határoztuk meg. Összesen 25 csúcs nettó területét mértük meg minden spektrum esetén. Ezekből a következő mennyiségeket határoztuk meg: uránkoncentráció, tóriumkoncentráció, radon-leányelemeivel ekvivalens urán koncentrációja, toron-leányelemeivel ekvivalens tórium koncentrációja. A ^{238}U koncentrációját (c_u) a ^{226}Ra 186,2 keV-os vonalának intenzitásából, míg a ^{232}Th koncentrációját (c_t) saját leányeleme a ^{228}Ac nagy intenzitású vonalainak intenzitásai átlagából számítottuk ki.

a) A talajminták eredményei:

A táblázatban feltüntettük a később bevezetett radon (E_{Rn} és σ_{ERn}) és toron (E_{To} és σ_{ETo}) emanációs együtthatókat is.

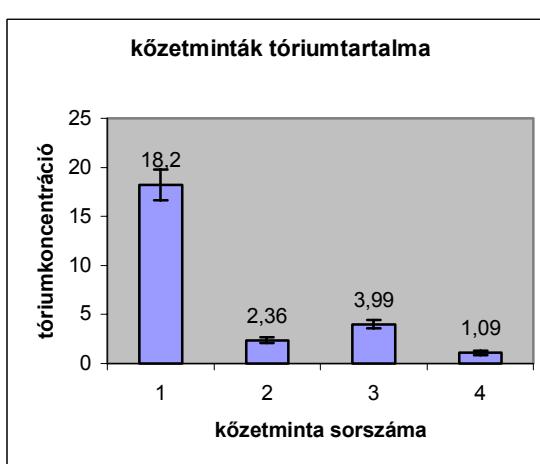
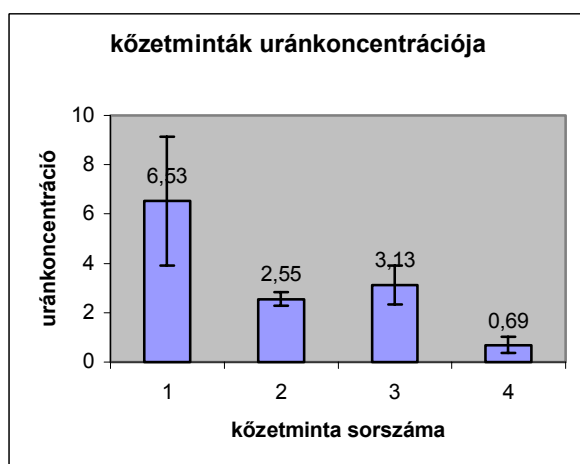
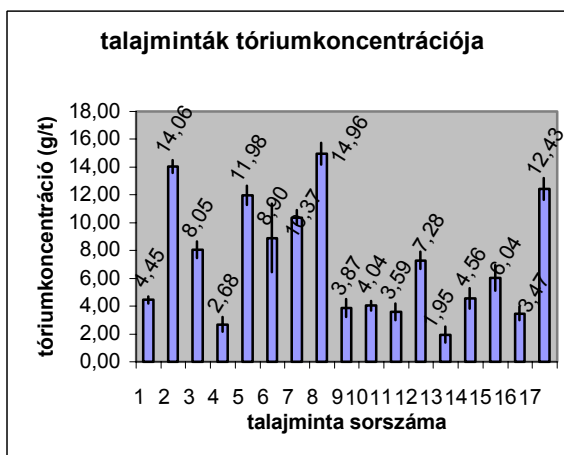
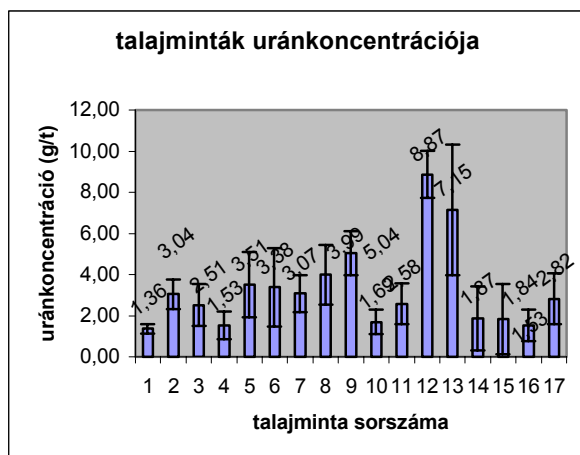
| | Hely | Alapkőzet | c_u (g/t) | $\sigma(c_u)$ (g/t) | c_t (g/t) | $\sigma(c_t)$ (g/t) | E_{Rn} | σ_{ERn} | E_{To} | σ_{ETo} |
|----|--|-------------|----------------|------------------------|----------------|------------------------|----------|----------------|----------|----------------|
| 1 | Bánfalva- határa | csillámpala | 1,36 | 0,22 | 4,45 | 0,25 | 0,59 | 0,40 | -0,03 | 0,06 |
| 2 | Sopronból Szalamandra-f.hoz vezető túristaut | csillámpala | 3,04 | 0,71 | 14,06 | 0,46 | 0,63 | 0,31 | -0,11 | 0,3 |
| 3 | Szent György-forrás | csillámpala | 2,51 | 1,02 | 8,05 | 0,60 | 0,41 | 0,36 | 0,04 | 0,09 |
| 4 | Dr Fehér Dániel-f. | csillámpala | 1,54 | 0,68 | 4,06 | 0,58 | 0,55 | 0,32 | 0,71 | 0,33 |
| 5 | Pedagógus-forrás | csillámpala | 3,51 | 1,58 | 11,98 | 0,69 | 0,72 | 0,48 | 0,18 | 0,08 |
| 6 | Hármas-forrás | csillámpala | 3,38 | 1,90 | 8,90 | 2,46 | 0,53 | 0,92 | 0,27 | 0,47 |
| 7 | Deák-kút | gneisz | 3,07 | 0,89 | 10,37 | 0,53 | 0,52 | 0,26 | 0,11 | 0,07 |
| 8 | Ólom-forrás | gneisz | 3,99 | 1,45 | 14,96 | 0,76 | 0,75 | 0,36 | 0,03 | 0,06 |
| 9 | Csalóka-forrás | gneisz | 5,04 | 1,07 | 3,87 | 0,64 | 0,61 | 0,25 | -0,02 | 0,19 |
| 10 | Bánfalva, csatorna oldalából | gneisz | 1,69 | 0,58 | 4,04 | 0,34 | 0,66 | 0,45 | -0,03 | 0,09 |
| 11 | Bánfalva Szikla utca 17. | gneisz | 2,58 | 0,99 | 3,59 | 0,61 | 0,52 | 0,35 | 0,01 | 0,20 |
| 12 | Bánfalva Szikla utca 31. | gneisz | 8,87 | 1,14 | 7,28 | 0,62 | 0,27 | 0,10 | 0,02 | 0,10 |
| 13 | Bánfalva, szikla utcai kőfejtő teteje | gneisz | 7,15 | 3,18 | 1,95 | 0,58 | | | | |
| 14 | Hidegvizes-forrás | üledékes | 1,87 | 1,56 | 4,56 | 0,75 | 0,74 | 0,98 | 0,04 | 0,19 |
| 15 | Bányász-forrás | üledékes | 1,84 | 1,70 | 6,04 | 0,93 | 0,65 | 0,94 | -0,14 | 0,15 |
| 16 | Manninger-f. | üledékes | 1,53 | 0,75 | 3,47 | 0,48 | 0,38 | 0,27 | -0,07 | 0,07 |
| 17 | Postás-forrás | kvarcit | 2,82 | 1,23 | 12,43 | 0,78 | 0,71 | 0,23 | -0,05 | 0,04 |

A kőzetminták eredményei:

| | Hely | Alapkőzet | c_u (g/t) | $\sigma(c_u)$ (g/t) | c_t (g/t) | $\sigma(c_t)$ (g/t) | E_{Rn} | σ_{ERn} | E_{To} | σ_{ETo} |
|---|-------------------------|-------------|----------------|------------------------|----------------|------------------------|----------|----------------|----------|----------------|
| 1 | Pedagógus-forrás | gneisz | 6,53 | 2,62 | 18,20 | 1,58 | 0,07 | 0,11 | 0,06 | 0,38 |
| 2 | Bánfalvi kőfejtő oldala | gneisz | 2,55 | 0,28 | 2,36 | 0,30 | 0,07 | 0,10 | 0,05 | 0,15 |
| 3 | Bánfalvi kőfejtő oldala | gneisz | 3,13 | 0,79 | 3,99 | 0,42 | 0,01 | 0,16 | 0,07 | 0,13 |
| 4 | Bánfalva, Szikla utca | leukofillit | 0,69 | 0,33 | 1,09 | 0,24 | -0,07 | 0,52 | 0,18 | 0,27 |

| | | | | | | | | |
|-------|--|--|--|--|--|--|--|--|
| sarka | | | | | | | | |
|-------|--|--|--|--|--|--|--|--|

b) A koncentráció értékek grafikusán



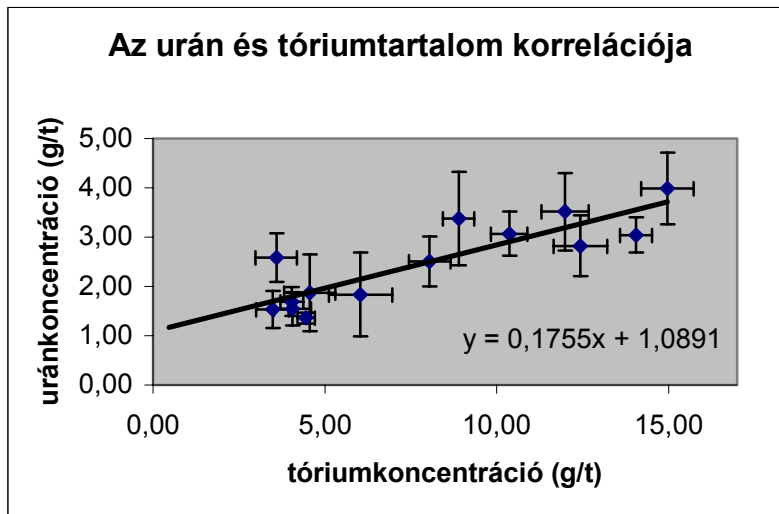
c) Az azonos alapkőzetre átlagolt koncentrációk

A méréseim alapján az különböző alapkőzetű talajokra a következő átlagos urán és tóriumkoncentrációt állapítottam meg: az átlagértékekkel együtt az eloszlás szórását tüntettük fel.

| | Uránkonc (g/t) | Tóriumkonc (g/t) | minták száma |
|-------------|----------------|------------------|--------------|
| Csillámpala | 2,75± 0,73 | 8,35±4,32 | 6 |
| gneisz | 4,63± 2,5 | 7,68±4,64 | 6 |
| üledékes | 1,74± 0,19 | 4,69±1,29 | 3 |
| kvarcit | 2,82±1,23 | 12,43±0,78 | 1 |

d) Az urán- és tóriumtartalom korrelációja

A talajminták urán és tóriumtartalmának összefüggése a következő ábrán látható:



Látható, hogy a vizsgált minták urán és tóriumkoncentrációinak aránya jól korrelál mind a talaj, mind a kőzetminták esetében. Szintén ezt az összefüggést tapasztalták az U.S.A. Brookneal környékén végzett mérési eredmények alapján [11]. Az adatokra illesztett egyenes meredeksége közel visszaadja a tórium és urán földkéregbeli előfordulásának arányát az 5 körüli értéket [1]. Ennek az eredménynek az oka az, hogy az uránt és a tóriumot tartalmazó szemcsékből a felszín alatti oldatok, fluidumok ezeket az elemeket ugyanolyan mértékben oldják ki és kedvező abszorbeáló közegbe érve ugyanolyan mértékben adják le a befogadó kristályok környezetében.

e) A szemcsékből történő radon kilépésének vizsgálata

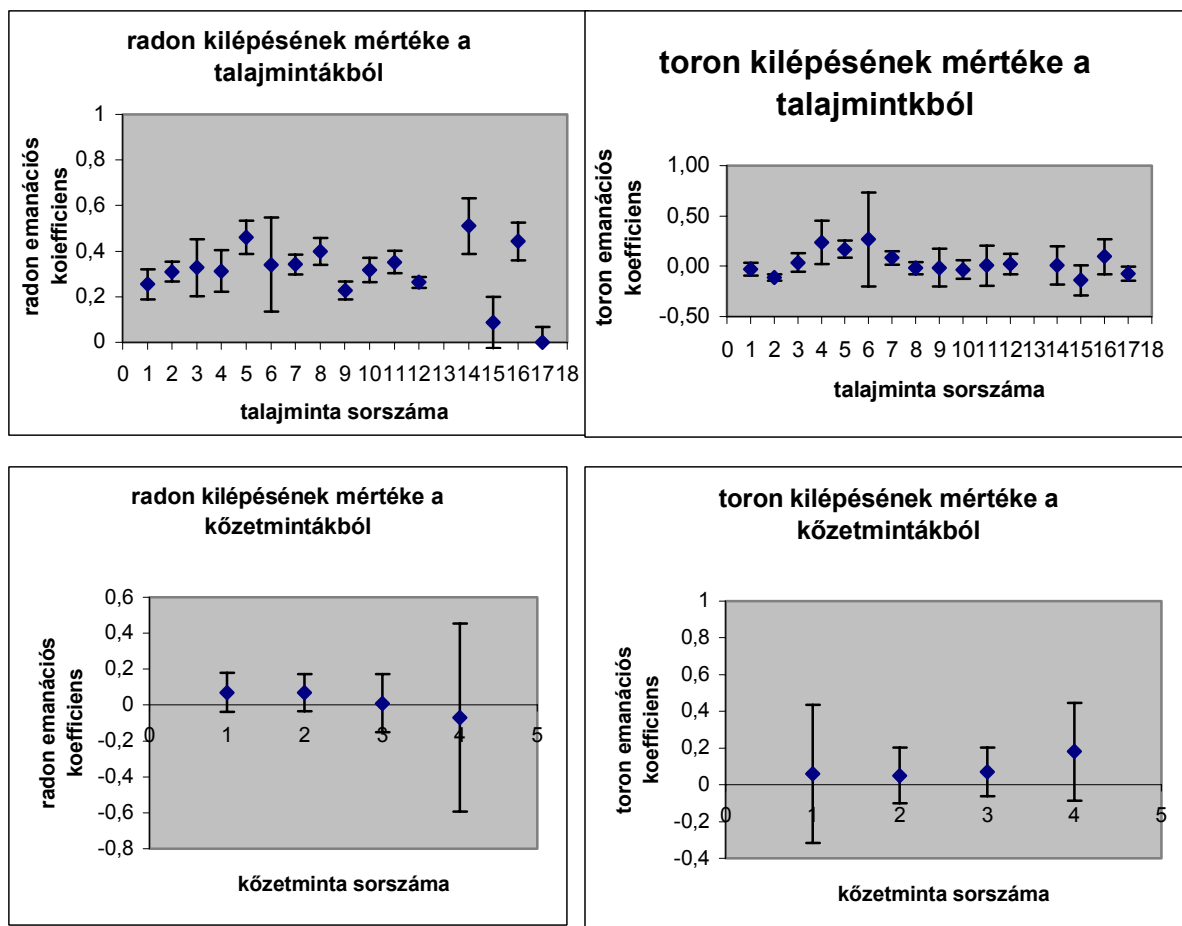
A mintákban a Ra és a Rn leányelemei aktivitásainak összehasonlításából következtetni lehet a minta szemcséiből a radon kilépés sebességére.

$$\dot{N}_{\text{Ki}} = A_{\text{Ra}} - A_{\text{Rn leányok}}$$

A radon kipárolgásának mértékét, vagyis a talaj szemcséiben keletkezett radon hány százaléka hagyja el azt, az emanációs koefficiens jellemzi.

$$E_{Rn} = \frac{\bar{A}(\text{Ra})_{\text{nyitott}} - \bar{A}(\text{Ra leányok})_{\text{nyitott}}}{\bar{A}(\text{Ra})_{\text{nyitott}}}$$

A radon és toron méréseink alapján meghatározott emanációs koefficienseit a következő négy ábra tartalmazza:

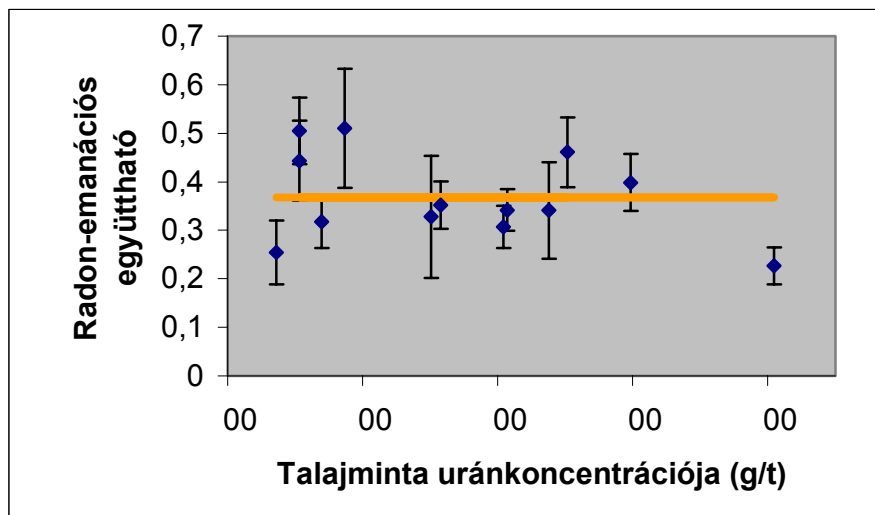


Látjuk, hogy a radon kilépésének mértéke a talajmintákból átlagosan $0,36 \pm 0,05$. A toron kilépésének mértéke a nulla körül ingadozik Ennek oka a magasabb tóriumkoncentráció ellenére a toron radonhoz viszonyított 0,0002-szer rövidebb felezési ideje.

A kb. 7 cm átmérőjűre csiszolt kőzetmintáinkból történő kilépés vizsgálata során azt tapasztaltuk, hogy a kőzetekből már mindkét gáz kilépésének mértéke a nulla körül ingadozik.

A TALAJMINTÁKAT 1,4 MM LYUKMÉRETŰ SZITÁN ÁTROSTÁLVA KÉSZÍTETTEM. AZ ILYEN TALAJMINTÁKRA A RADON EMANÁCIÓS KOEFFICIENS ÁTLAGOSAN 0,36 ÉRTÉKŰNEK ADÓDOTT (FENT) CSUPÁN KIS SZÓRÁSSAL A VIZSGÁLT ÖSSZES (17) TALAJMINTÁRA. EBBŐL ARRA KÖVETKEZTETTÜNK, HOGY A RADON KILÉPÉSÉNEK MÉRTÉKE (CSAK EZT TUDJUK VIZSGÁLNI) CSAK A KIBOCSÁTÓ KÖZEG SZEMCSEMÉRETÉTŐL, TÖMÖRSÉGÉTŐL FÜGG.

A következő ábra a talajmintákra vonatkozó radon emanációs koefficiens ábrázolja a talaj uránkoncentrációjának függvényében.



VII.2. A ZÁRT TALAJMINTÁK VIZSGÁLATÁBÓL SZÁRMAZÓ EREDMÉNYEK

A lezárt és több mint két hétig állni hagyott talajminták méréséről kapott eredményeink jól mutatták az általunk feltételezett egyensúlyt a ^{226}Ra és ^{222}Rn leányelemei között..

A Bánfalva határából vett talajminta esetén bemutatjuk az egyes elemek általunk meghatározott koncentrációit a kétféle eljárás esetén. A lezárt mintában jól látható a ^{222}Rn leányelemei, a ^{214}Pb és ^{214}Bi aktivitásának egyezése.

| Bn2 zárt | | | | | | |
|----------|------------|-----------------|--|-------|------------|-----------------|
| | átlag(g/t) | átlag hiba(g/t) | | | átlag(g/t) | átlag hiba(g/t) |
| Ac228 | 4,33 | 0,45 | | Ra226 | 1,87 | 0,69 |
| Pb212 | 4,51 | 0,29 | | Pb214 | 1,19 | 0,08 |
| Bi212 | 3,44 | 1,65 | | Bi214 | 1,07 | 0,12 |
| Tl208 | 3,87 | 0,49 | | | | |

| Bn2 nyitott | | | | | | |
|-------------|------------|-----------------|--|-------|------------|-----------------|
| | átlag(g/t) | átlag hiba(g/t) | | | átlag(g/t) | átlag hiba(g/t) |
| Ac228 | 4,45 | 0,25 | | Ra226 | 1,46 | 0,30 |
| Pb212 | 4,61 | 0,18 | | Pb214 | 1,03 | 0,05 |
| Bi212 | 5,51 | 1,20 | | Bi214 | 0,96 | 0,07 |
| Tl208 | 4,43 | 0,31 | | | | |

A zárt talajminták vizsgálatából megállapított urán és tóriumkoncentrációértékek hibán belül megegyeznek a nyílt mintákból származó értékekkel. Ez a tény bizonyítja a mérésünk használhatóságát.

A zárt talajminták ^{226}Ra és ^{222}Rn közötti egyensúlyának mértékét az egyensúlyi tényező mutatja meg ennek értéke:

$$\alpha = \frac{\bar{A}(\text{Ra})}{\bar{A}(\text{Rn leányok})}$$

Az egyensúlyi állandó és az egyensúlyi radonkoncentráció értékei:

| Minta sorszám a | Hely | Egyensúlyi állandó | Egyensúlyi állandó hiba |
|-----------------|--|--------------------|-------------------------|
| 1 | Bánfalva- határa | 1,11 | 0,29 |
| 2 | Sopronból Szalamandra-f.hoz vezető turistaút | 1,55 | 0,39 |
| 3 | Szent György-forrás | 1,36 | 0,49 |
| 4 | Dr Fehér Dániel-f. | 1,12 | 0,32 |
| 5 | Pedagógus-forrás | 1,33 | 0,39 |
| 6 | Hármas-forrás | 1,19 | 1,60 |
| 7 | Deák-kút | 0,52 | 0,35 |
| 8 | Ólom-forrás | 1,28 | 0,48 |
| 9 | Csalóka-forrás | 1,01 | 0,38 |
| 10 | Bánfalva, csatorna oldalából | 1,14 | 0,29 |
| 11 | Bánfalva Szikla utca 17. | 1,19 | 0,36 |
| 12 | Bánfalva, szikla utcai | 0,91 | 0,49 |

| | | | |
|----|--------------------------|------|------|
| | kőfejtő teteje | | |
| 13 | Bánfalva Szikla utca 31. | 1,05 | 0,47 |
| 14 | Hidegvizes-forrás | 1,34 | 0,36 |
| 15 | Bányász-forrás | 1,02 | 0,18 |
| 16 | Manninger-f. | 1,38 | 0,30 |
| 17 | Postás-forrás | 0,79 | 0,51 |

A Ra és leányelemei között az egyensúly az 1 körüli értékre jó közelítéssel beállt.

VII.3.A KÖZET- ÉS TALAJMINTÁK KÁLIUMTARTALMA

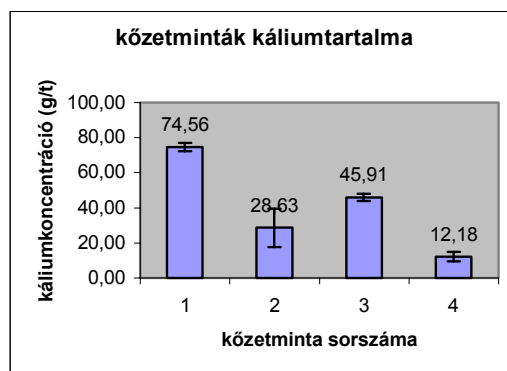
Megvizsgáltuk a mintáinkban lévő ^{40}K tartalmát, figyelembe kell venni a talaj káliumtartalmának mérésekor, hogy a kálium $\frac{^{40}\text{K}}{\text{K}}=0,0118\%$ -a a radioaktív 40-es tömegszámú radioaktív izotóp.

| Minta sorszama | Hely | ^{40}K konc (g/t) | ^{40}K konc hiba (g/t) |
|----------------|---------------------------------------|----------------------------|---------------------------------|
| 1 | Bánfalva- határa | 12,10 | 1,79 |
| 2 | Salamandra-f. felé vezető turistaút | 24,57 | 3,20 |
| 3 | Szent György-forrás | 17,28 | 4,56 |
| 4 | Dr Fehér Dániel-f. | 10,52 | 3,19 |
| 5 | Pedagógus-forrás | 18,36 | 3,28 |
| 6 | Hármas-forrás | 9,21 | 17,89 |
| 7 | Deák-kút | 30,16 | 3,95 |
| 8 | Ólom-forrás | 21,89 | 5,38 |
| 9 | Csalóka-forrás | 20,55 | 4,80 |
| 10 | Bánfalva, csatorna oldalából | 11,32 | 2,63 |
| 11 | Bánfalva Szikla utca 17. | 16,59 | 4,79 |
| 12 | Bánfalva Szikla utca 31. | 21,12 | 4,80 |
| 13 | Bánfalva, szikla utcai kőfejtő teteje | 11,47 | 2,43 |
| 13 | Hidegvizes-forrás | 12,86 | 3,95 |
| 14 | Bányász-forrás | 14,77 | 6,21 |
| 15 | Manninger-f. | 10,88 | 3,19 |
| 16 | Postás-forrás | 24,79 | 6,11 |



A kőzetminták káliumtartalma

| | Hely | Káliumk onc. (g/t) | K konc. hiba (g/t) |
|---|-----------------------------|--------------------|--------------------|
| 1 | Pedagógus-forrás | 74,56 | 10,94 |
| 2 | Bánfalvi kőfejtő oldala | 28,63 | 1,97 |
| 3 | Bánfalvi kőfejtő oldala | 45,91 | 2,71 |
| 4 | Bánfalva, Szikla utca sarka | 12,18 | 1,71 |



A talaj- és kőzetminták káliumtartalmát közel egyenletesnek találtuk. Talajminták ^{40}K -tartalma $18,03 \pm 6,21$ g/t, a kőzetmintáké $40,32 \pm 26,65$ g/t, egyezésben a földkéreg átlagos 30 g/t-s ^{40}K -koncentrációjával.

VII.4. A TERMÉSZETES RADIOAKTIVITÁS HATÁSAI

Munkánk elsődleges célja a talajok U, Th, ^{40}K -koncentrációinak mérési meghatározása volt. Az aktivitás értékek ismeretében a rádiumekvivalens aktivitás fogalmának bevezetésével a különböző összetételű anyagok által kibocsátott összaktivitás hatása összehasonlító értéket eredményez. A rádiumekvivalens aktivitás Bq/k egységben:

$$A_{Ra\text{ ekv}}=(A_{Th}\times 1,43)+A_{Ra}+(A_K\times 0,077)$$

Az egészségügyileg ajánlott maximális határ: 370 Bq/kg

A természetes háttérsugárzási szintek alapján definiálható egy külső kockázati index (H_{ex}) a következő módon:

$$H_{ex}=\frac{A_{Ra}}{370}+\frac{A_{Th}}{259}+\frac{A_K}{4810}\leq 1$$

az értéke egészségre nem károsító körülmények között.

| sorszám | Hely | Külső kockázati index (Bq/kg) |
|---------|--|-------------------------------|
| 1 | Bánfalva- határa | 0,24 |
| 2 | Sopronból Szalamandra-f.hoz vezető turistaút | 0,51 |
| 3 | Szent György-forrás | 0,35 |
| 4 | Dr Fehér Dániel-f. | 0,20 |
| 5 | Pedagógus-forrás | 0,40 |
| 6 | Hármas-forrás | 0,23 |
| 8 | Deák-kút | 0,58 |
| 9 | Ólom-forrás | 0,48 |
| 10 | Csalóka-forrás | 0,41 |
| 11 | Bánfalva, csatorna oldalából | 0,23 |
| 12 | Bánfalva Szikla utca 31. | 0,32 |
| 13 | Hidegvizes-forrás | 0,48 |
| 14 | Bányász-forrás | 0,28 |
| 15 | Manninger-f. | 0,04 |
| 16 | Postás-forrás | 0,29 |

Ilyen számítás szerint a Szalamandra-forrás felé vezető turistaút és a Deák-kút környezete van a legközelebb a környezetre már veszélyesnek minősíthető területhez, ha az emberek ott lalnának.

VII.5. VÍZMINTÁK EREDMÉNYEI

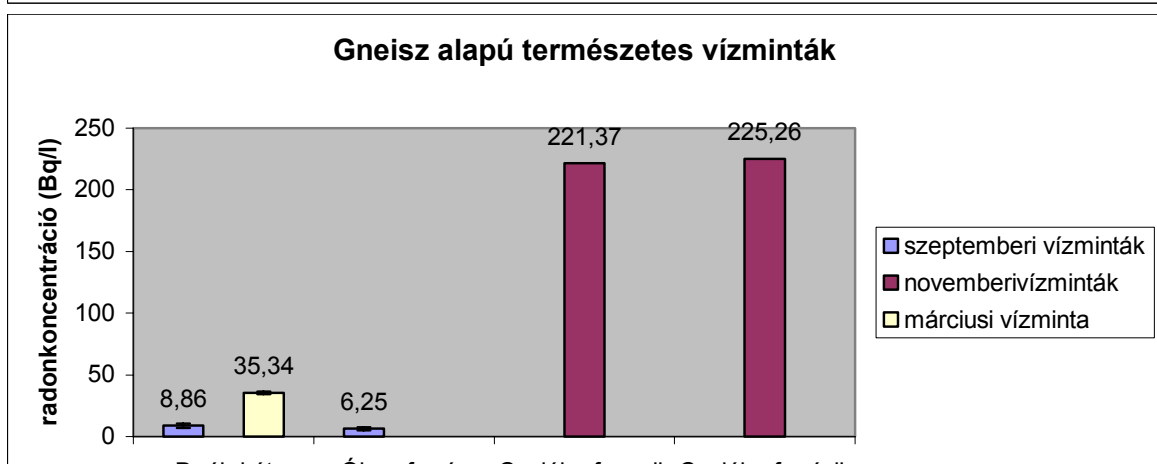
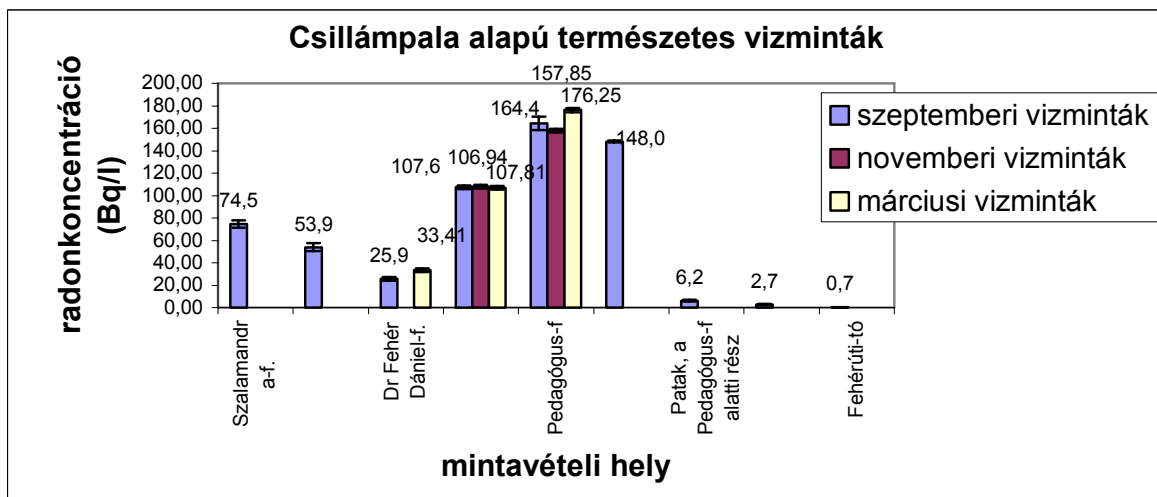
a) A forrásvizek eredményei

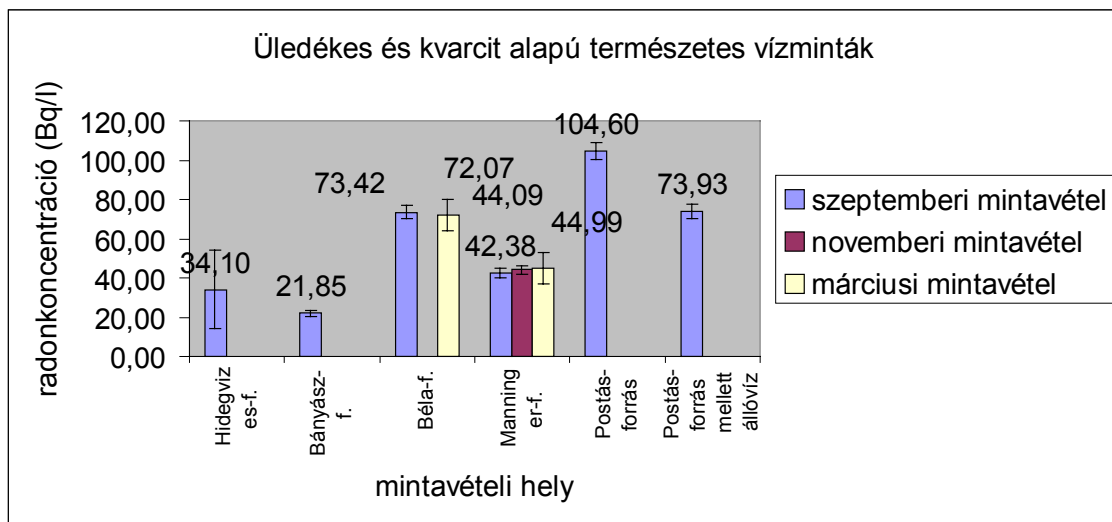
A vízmintavételi helyeket és az ott lévő alapkőzet típusát, a három mintavétel alkalmával a vízmintákban mért radonkoncentrációkat a következő táblázat mutatja.

| | Forrás név, hely:Soproni-hg | alapkőzet | Szeptember 28. mintavétel | | November 10. mintavétel | | Március 15. mintavétel | |
|---|-----------------------------|-------------|---------------------------|--------------|-------------------------|--------------|------------------------|--------------|
| | | | konc. (Bq/l) | hiba. (Bq/l) | konc. (Bq/l) | hiba. (Bq/l) | konc. (Bq/l) | hiba. (Bq/l) |
| 1 | Szalamandra-f. | csillámpala | 74,53 | 3,51 | | | | |
| 2 | Szalamandra-f., tálca | csillámpala | 53,94 | 2,85 | | | | |

| | | | | | | | | |
|---|----------------------------------|-------------|--------|-------|--------|------|--------|------|
| 3 | Dr Fehér Dániel-f. | csillámpala | 25,90 | 1,70 | | | 33,41 | 1,75 |
| 4 | Szent György-f. | csillámpala | 107,56 | 4,35 | 107,81 | 4,34 | 106,94 | 4,20 |
| 5 | Pedagógus-f | csillámpala | 164,41 | 6,20 | 157,85 | 5,75 | 176,25 | 6,31 |
| 6 | Pedagógus-f külső része | csillámpala | | | | | 148,03 | 5,43 |
| 7 | Patak, a Pedagógus-f alatti rész | csillámpala | 6,22 | 0,89 | | | | |
| 8 | Hármas forrás | csillámpala | 2,71 | 0,67 | | | | |
| 9 | Fehérúti-tó | csillámpala | 0,72 | 0,64 | | | | |
| 1 | Deák-kút | gneisz | 8,86 | 1,13 | | | 35,34 | 1,83 |
| 2 | Ólom-f. | gneisz | 6,25 | 1,02 | | | | |
| 3 | Csalóka-f | gneisz | | | 221,37 | 7,86 | | |
| 4 | Csalóka-f. | gneisz | | | 225,26 | 7,92 | | |
| 1 | Hidegvizes-f. | üledékes | 34,10 | 20,10 | | | | |
| 2 | Bányász-f. | üledékes | 21,85 | 1,56 | | | | |
| 3 | Béla-f. | üledékes | 73,42 | 3,39 | | | 72,07 | 3,13 |
| 4 | Manninger-f. | üledékes | 42,38 | 2,38 | 44,09 | 2,37 | 44,99 | 2,19 |
| 5 | Postás-forrás | kvarcit | 104,60 | 4,49 | | | | |
| 6 | Postás-forrás mellett állóvíz | kvarcit | 73,93 | 3,54 | | | | |

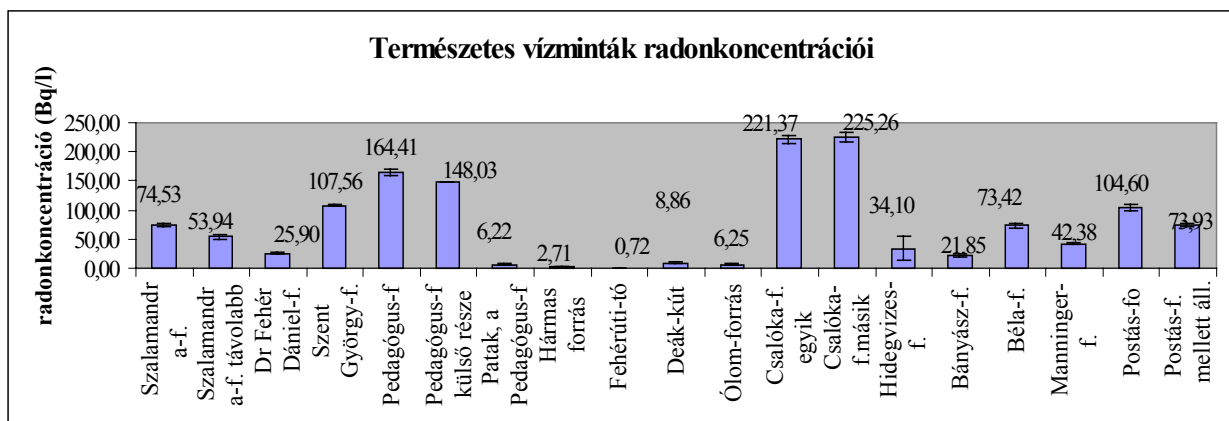
Az egyes alapkőzetű területeken felbukkanó forrásokban mért radonkoncentrációk értékét a három mintavételi időpontban a következő három ábra mutatja:





Az adatok alapján a forrásvizek radonkoncentrációi és a forrás alapkőzete közeött nem tudtam megállapítani. A radonkoncentráció-értékek a többször is megvizsgált forrásvizek esetén időben állandónak bizonyult. Egyedüli kivétel a Deák-kút, amelynek szeptemberben tapasztalt radonkoncentrációja kb. 1/6-a márciusi értéknek. Ennek oka a kút márciusi állapothoz képesti nagyobb szeptemberi vízhozama lehet. A többi forrás esetén az időbeli állandóság jól megmutatható.

Összefoglalva a természetes vízminták radonkoncentrációit egy táblázatban:



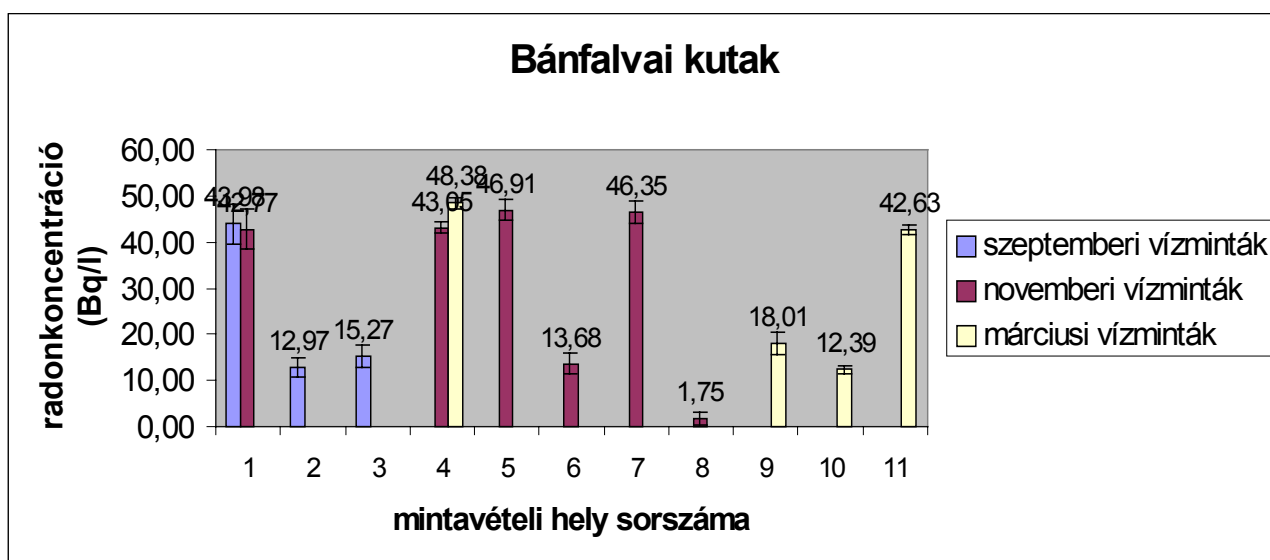
A nyílt vízfelületű Fehér úti tó vizének radonkoncentrációja a várakozásnak megfelelően szinte 0, hiszen a vízben oldott radon levegővel érintkezve könnyen kilép a vízből. Ugyanez figyelhető meg a Pedagógus-forrás eredményeiből. A forrás közvetlenül a talajból feláramló vizet áraszt. A feltörésnél vett belső mintához képest a forrás külső részéből vett minta

radonkoncentrációja több, mint 16Bq/l-el kevesebb, míg a forrás alatt elfolyó pataknak, amibe a forrás vize is folyik attól 1m-re már csak 6 Bq/l körüli értéket mutat. Kiemelkedő (100 Bq/l-es)aktivitású források a Soproni-hegység területein: Csalóka-forrás, Pedagógus-forrás, Szt. György-forrás és Postás-forrás.

b) A kútvezek eredményei

A Sopron-bánfalvi kutakból vett vízminták általunk mért radonkoncentrációit az alábbi táblázat és grafikon tartalmazza:

| Kutak | Mintavételi hely sorszáma | Szeptember 28. mintavétel konc. (Bq/l) | Konc. hiba (Bq/l) | November 10. mintavétel konc. (Bq/l) | Konc.hiba (Bq/l) | Március 15. mintavétel konc. (Bq/l) | Konc. hiba (Bq/l) |
|--------------------------|---------------------------|--|-------------------|--------------------------------------|------------------|-------------------------------------|-------------------|
| Bánfalva Várhegy u.2 | 1 | 43,98 | 4,35 | 42,77 | 2,10 | | |
| Bánfalva Király u. 12 | 2 | 12,97 | 2,37 | | | | |
| Bánfalva Király u. 12 | 3 | 15,27 | 1,22 | | | | |
| Bánfalva Bánfalvi u. 194 | 4 | | | 43,05 | 2,32 | 48,38 | 2,29 |
| Bánfalva Hajnal tér 24 | 5 | | | 46,91 | 2,46 | | |
| Bánfalva Várhegy u.10. | 6 | | | 13,68 | 1,33 | | |
| Bánfalva Várhegy u.12 | 7 | | | 46,35 | 2,55 | | |
| Bánfalva Várhegy u.16. | 8 | | | 1,75 | 0,78 | | |
| Bánfalva Szikla utca 9. | 9 | | | | | 18,01 | 1,09 |
| Bánfalva Szikla utca 11. | 10 | | | | | 12,39 | 0,82 |
| Bánfalva Szikla utca 21. | 11 | | | | | 42,63 | 2,08 |



Méréseim alapján a fűrt kutakat két csoportba sorolhatom: 4 kút átlagos radonkoncentrációja és eloszlásuk szórása $45,58 \pm 1,55$ Bq/l, további 6 kút radonkoncentrációja és szórása $12,34 \pm 5,57$ Bq/l. Ezek a radonkoncentráció

értékek Bánfalván belül élesen eloszlanak az említett két csoportba. Előfordult, hogy szomszédos házaknál a két különböző radontartalmat mértük. Ebből arra következtetünk, hogy a terület alatti talaj uránkoncentrációja meghatározza a vizek radontartalmának maximumát. A kutak felépítése miatt azonban a kipárolgás előfordulhat, így csökkentheti a víz radontartalmát. A kipárolgás mértéke alapvető tényező az általunk kisebb radontartalmúnak tapasztalt vizek magyarázatában.

Figyelemre méltó, hogy a kútvizek aktivitása is időbeli állandóságot mutat, jelezvén, hogy néhány meghatározó tényező

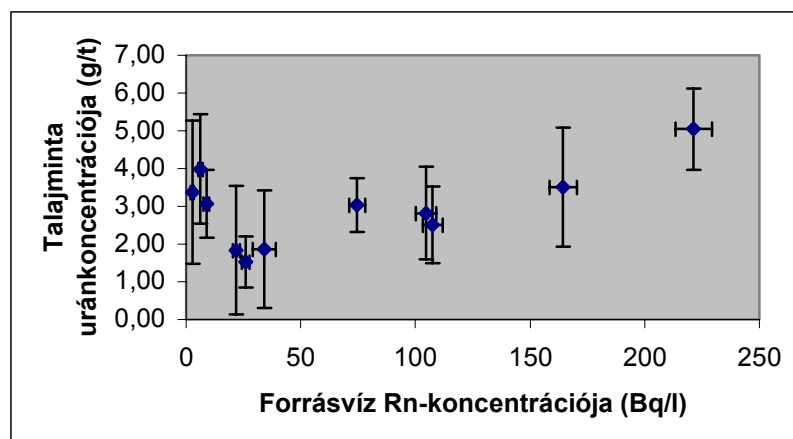
A kutak vízének radonkoncentrációja sehol sem haladta meg az Európai Unió által ajánlott 100 Bq/l-es egészségügyi határértéket. A kutak átlagos radonkoncentrációja és szórása $29,85 \pm 17,33$ Bq/l

VII.6. TALAJ ÉS FORRÁSVIZEK RADIOAKTIVITÁSÁNAK ÖSSZEHASONLÍTÁSA

Az olyan forrásokat, ahol talajmintákat is vettünk a mért adataikkal együtt a következő táblázat tartalmazza.

| Forrás neve | Forrásvíz radonkoncentrációja (Bq/l) | Talaj uránkoncentrációja (g/t) |
|--------------------|--------------------------------------|--------------------------------|
| Dr Fehér Dániel-f. | 25,9 | 2,87 |
| Szent György-f. | 107,56 | 2,87 |
| Pedagógus-f. | 164,41 | 6,53 |
| Hármas forrás | 2,71 | 6,27 |
| Deák-kút | 8,86 | 5,71 |
| Ólom-forrás | 6,25 | 7,41 |
| Csalóka-f. | 221,37 | 9,38 |
| Hidegvizes-f. | 34,1 | 3,47 |
| Bányász-f. | 21,85 | 3,41 |
| Postás-f. | 104,6 | 5,24 |

A forrásvizek radontartalma az adott forrás közelében vett talajminta uránkoncentrációjának függvényében:



Megállapítható, hogy a felszín talajtakarójának urántartalma és az ott feltörő forrásvíz radontartalma között nincs általános kapcsolat. Ennek oka az, hogy a forrásvizek sok esetben a mélyebb kőzetrétegekkel vannak kapcsolatban, és nem csak egy szűk területre lokalizálhatók. Az adatok azt is mutatják, hogy a legnagyobb oldott radonkoncentrációjú vízminták ($c > 100$ Bq/l) a magasabb urántartalmú talajokról származtak. Az is igaz, hogy a magas urántartalom nem szükségszerűen eredményez nagy radontartalmat a talajvízben.

A talaj és a víz közötti kapcsolat tiszta meghatározását nehezíti az a már említett tény is, hogy a természetes forrásokból néha nem lehet a talajvizet eredeti állapotában megmintázni.

VIII. A MÉRÉSI EREDMÉNYEK ÖSSZEFOGLALÁSA

A Soproni-hegység talaj- és felszín alatti vizeinek radioaktivitását feltérképeztük. Méréseink a következő eredményekre vezettek:

1. A talaj **urán- és tóriumtartalma között korreláció** tapasztaltunk.
Ennek oka, hogy az I.fejezetben említett potenciális uránhordozó ásványok egyben tóriumhordozók is, hiszen mindkét elem a természetben megtalálható arányukban épül be ezekbe az ásványokba azonos vegyértékük miatt. Ez az arány megmarad az esetleges geológiai változások esetén is, azonos mértékben szállítják el ill. rakják le elemigrálást végző oldatok mindkét elemet az oldatokkal kapcsolatba kerülő talajban és kőzetben.
2. Az általunk vizsgált talajmintákra vonatkozó **radon-kiszökés mértéke** független a talaj uránkoncentrációjától. Ez az érték csupán a vizsgált minta szemcseméretétől függ, ami a vizsgálatainknak alávetett homogenizált szemcseméretű talajoknál azonos. Mivel az általunk használt talajelőkészítési technika során elvesztettük a talaj természeti környezetére jellemző szerkezetet és nedvességtartalmat, ezért az egyes területekre jellemző emanációs koefficiens eltér a jelen munkában mérttől. Egy adott területre jellemző radonkilépés mértéket a terület ezen paramétereinek ismeretében lehet meghatározni..
3. Az általunk vizsgált felszín alatti vizek(forrás és talajvizek) radonkoncentrációja az év folyamán **időben állandónak** adódott.
4. A talaj urántartalma és a feltörő forrásvizek radontartalma között egyértelmű korrelációt nem találtunk, aminek oka az, hogy a forrásvizek nagyobb sugarú geológiai területtel állnak kapcsolatban, ami a terület nagyságától, alapkőzetének uránkoncentrációjától és belső szerkezetétől és a forrás vízhozamától komplex módon függ.
5. Találtunk olyan forrásokat, ahol a vizek radontartalma az alapkőzetben rejlő potenciális uránhordozó ásványok nagy koncentrációjú jelenlétére utal. A Csalóka-forrás és a Pedagógus forrás radontartalma összemérhető a Velencei hegység nagy aktivitású forrásaival, illetve a Rudas fürdő számottevő aktivitású Juventus forrásának vizével.

IX. A természetes radioaktivitás tanítása a középiskolában

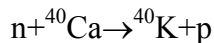
IX.1. A TERMÉSZETES RADIOAKTIVITÁS ÁTTEKINTÉSE

Környezetünk radioaktivitása

Földünk keletkezésekor, 4,5 milliárd éve nagy arányban tartalmazott radioaktív elemeket. Ma már csak milliárd évnél hosszabb felezési idejű elemek fordulnak elő. Napjainkban nagyobb mennyiségben a következő radioaktív elemek találhatóak:

| elem | Felezési idő | koncentráció |
|-------------------|-------------------|--------------|
| ²³² Th | 14,1 milliárd év | 20 g/t |
| ²³⁸ U | 4,47 milliárd év | 4 g/t |
| ⁴⁰ K | 1,3 milliárd év | 30 g/t |
| ²³⁵ U | 0,704 milliárd év | 0,03 g/t |

⁴⁰K az univerzumban gyakori ⁴⁰Ca-ból keletkezett a következő reakcióban.



leggyakrabban β bomlással alakul vissza ⁴⁰K-a (kis valószínűséggel elektron befogással ⁴⁰Ar-á is alakulhat). Egyes elemek radioaktív bomlása után tovább bomlanak, és a keletkező leányelemek is képesek radioaktív módon elbomlani. Ezeknek a bomlásoknak a láncolatát bomlási soroknak nevezzük. A bomlási sorok főbb lépcsőfokain α bomlás történik, mellettük β -, γ -bomlások is történnek. Mivel az elemek tömegszáma α -bomlás esetén 4-el csökken (a többi bomlás típus esetén változatlan marad), ezért a természetben négy bomlási sort találunk meg tömegszámuk 4-el való oszthatósága alapján.

Ezek a sorok a következők:

- 4 k család kiinduló eleme ²³²Th, végső stabil eleme ²⁰⁸Pb
- 4 k +1 család kiinduló eleme ²³⁷Np, végső stabil elemre ²⁰⁹Bi, T=2,14·10⁶ éves rövid felezési ideje miatt a család elemei már elbomlottak, csak mesterségesen állíthatóak elő.
- 4 k+2 család kiinduló eleme ²³⁸U, végső stabil eleme ²⁰⁶Pb
- 4 k+3 család kiinduló eleme ²³⁵U, végső stabil eleme ²⁰⁷Pb

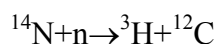
A 235-ös tömegszámú urán viszonylag kis felezési ideje miatt az összes uránnak ma már csak 1 %-át jelenti az összes uránmennyiségnek a 238-as tömegszámú izotóphoz viszonyítva. A ma még jelentős mértékben megtalálható ^{238}U és ^{232}Th bomlási sorait a IV.1.1. ábra szemlélteti.

A KOZMIKUS SUGÁRZÁS

FÖLDÜNK FELSZÍNÉT FOLYAMATOSAN ÉRI A VILÁGŰRBŐL ÉRKEZŐ IONIZÁLÓ KOZMIKUS SUGÁRZÁS. FŐBB KOMPONENSEI: PROTONOK, NEHÉZ ATOMMAGOK. FÖLDÜNK LÉGKÖRÉBE ÉRKEZVE KÖLCSÖNHATNAK AZ OTT LÉVŐ ATOMMAGOKKAL AMINEK EREDMÉNYEKÉPPEN AZOKBÓL ELEKTRONOKAT, NEUTRINÓKAT, MEZONOKAT, γ -KVANTUMOKAT KELTENEK. EZT A JELENSÉGET HÍVJUK KOZMIKUS ZÁPORNÁK.

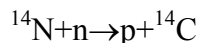
A KOZMIKUS SUGÁRZÁS KELTETTE RADIOAKTIVITÁS

Az atmoszféránk felsőbb rétegeiben a kozmikus sugárzás által keltett neutronok reakcióba lépnek az ottani ^{14}N atom magokkal és ^3H izotópot ütnek ki abból.



A keletkező hidrogén izotóp a trícium β -sugárzó 12,3 év felezési idővel.

Szintén a felső légkörben a kozmikus sugárzás által keltett neutronok idézik elő a szén radioaktív módosulatát, a radiokarbont a következő reakcióban.



A radiokarbon is β -sugárzó izotóp, felezési ideje 5770 év.

Trícium és a Radiokarbon esetén is keletkezésük és bomlásuk egyensúlya állandó értékre állt be a Földünkön (természetesen a légkörrel együtt). Az egyensúlyi tríciumkoncentráció

$$\frac{^3\text{H}}{\text{H}} = 10^{-18}, \text{ az egyensúlyi radiokarbon koncentráció } \frac{^{14}\text{C}}{\text{C}} = 10^{-12}$$

TESTÜNK, MINT SUGÁRFORRÁS

Az élőlények testét felépítő legfontosabb vegyületek következő elemekből állnak

| Elem | Súly %-os jelenléte |
|------|---------------------|
| H | 400 |
| O | 600 |
| C | 200 |
| N | 54 |
| Na | 27 |
| Ca | 13 |
| P | 13 |
| S | 5 |
| K | 2 |
| Rb | 0,2 |

Ezek közül az előbb említett ^3H , ^{14}C radioaktív izotópok az egyensúlyi aránynak megfelelő mértékben találhatóak meg szervezetünkben is. A ^{87}Rb , ^{40}K a földön meglévő arányában épül be az élőlények szervezetébe is.

$$\frac{{}^{87}\text{Rb}}{\text{Rb}} = 28\% , \quad \frac{{}^{40}\text{K}}{\text{K}} = 0,0118\%$$

Ezek alapján az elemek radioaktív izotópjainak arányát figyelembe véve egy átlagos felnőtt ember teste kb. $4,5 \cdot 10^9$ db trícium-, $7,5 \cdot 10^{14}$ db radiokarbon molekulát, $3 \cdot 10^{18}$ db ^{40}K -t és $2,5 \cdot 10^{18}$ db ^{87}Rb -ot tartalmaz.

Végeredményben testünk összetételéből adódó belső aktivitásunk 8600 Bq.

A 0,18 mSv/év belső sugárterhelésünk legdominánsabb része a ^{40}K bomlásához köthető: 0,15 mSv/év.

A radioaktív kormeghatározás alapjai

A radiokarbonnal történő mérés alapja: az élőlények beépítik testükbe a bekerülő széndioxiddal a szén atomokat. A levegőben a $^{14}\text{C} / ^{12}\text{C}$ természetes aránya állandó, ugyanez az arány áll fenn az élőlények szervezetében is. Az anyagcsere leállásakor nem épül be több radioaktív szén, az addig bejutott mennyiség a bomlás törvényét követve folyamatosan csökken. Adott szerves eredetű minták korát a jelenkori ^{14}C tartalmát megmérve és visszszámolva lehet meghatározni. Ilyen mérésekkel 100-50.000 év pontossággal lehet mérni.

A rövidebb felezési idejű trícium hasonló technikájú mérésével kisebb időtartamok pl. elzárt vizek, palackba zárt borok stb. kora meghatározható.

A kőzetek korának egyik lehetséges meghatározási módja a következő: A kőzetek ásványainak kristályszerkezetébe beépült ^{238}U és bomlási sorának utolsó stabil eleme, a ^{206}Pb és a ^{238}U arányát megmérve, feltételezve, hogy a kristályban a sorból eredetileg csak a 238-as tömegszámú urán épült be visszszámítható a kőzet megszilárdulásának kora.

A radon és bomlástermékei

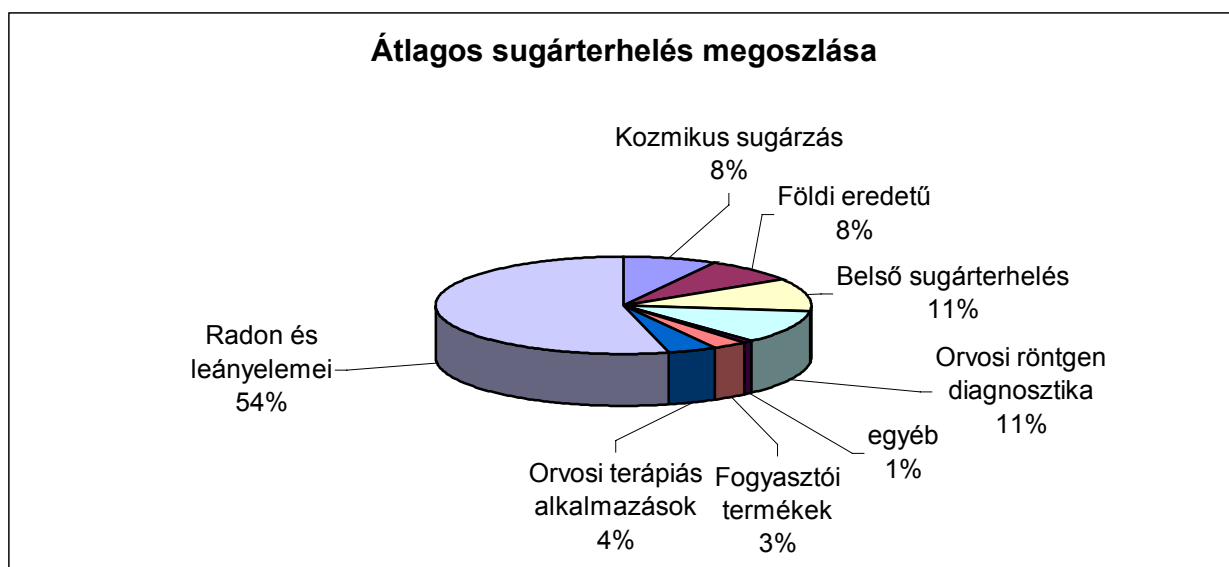
A ^{238}U izotópból kiinduló bomlási sor természetes sugárterhelésünk szempontjából legfontosabb eleme ^{222}Rn . Ez nemes gáz, így nem kötődik semmihez a környezetünkben. A felezési ideje 3,8 nap, ez időt biztosít arra, hogy a keletkezés helyétől messzebb elkerüljön, így lakásaink légterébe is bejusson. A radon kiáramlását a szemcsés, repedezett talaj elősegíti. A házakba bekerülését a belső lecsökkent légnyomás segíti. Szivároghat radon ezenkívül az építőanyagokból is, ha azok jelentős mértékben tartalmazzák az urán 238-as tömegszámú izotópját. Ritkán szellőztetett helyiségekben radon és leányelemei egyensúlyba kerülnek, míg jól szellőztetett szobákban a leányelemek mennyisége kisebb a radonénál.

A ^{222}Rn bomlását követő leányelemek a ^{218}Po , ^{214}Pb , ^{214}Bi levegőbeli koncentrációja a legfontosabb radiológiai tényező. A leánymagok már fémionok, kémiaiilag aktív anyagok, így igyekeznek odatapadni falhoz, tüdő sejtfalához vagy a levegőben lévő apró szennyeződésekhez, aerosolokhoz. Biológiai károkat elsősorban az α -sugárzó leánymagok jelentenek, mivel a legnagyobb energiájú α -sugárzás jelenti a leginkább sejtromboló veszélyt. Összefoglalva a ^{222}Rn leányelemek károsító hatásának veszélyeit, az elsősorban a magas urán tartalmú talajra épül, vagy magas urántartalmú építőanyagokból készített, rosszul szellőztetett lakásokban élő és vagy nagy légaerosol tartalmú közegben élő embereket érint.

Geológiai háttér

Egyes ásványok kristályaiban pl. cirkonkristályban az urán atomok is képesek beépülni megegyező méretük miatt. Ilyen magasabb urántartalmú geológiai képződmények a gránit, gneisz, agyagpala. Ilyen kőzetekre épült területek radon kibocsátása mérési adatok szerint jelentősen nagyobb.

Összefoglalva a természetes sugárterhelés dózisainak megoszlása:



IX.2. TERMÉSZETES RADIOAKTIVITÁSSAL KAPCSOLATOS TANULÓKÍSÉRLETEK, ÉS FELADATOK

IX.2.1. Tanulókísérletek

1. A légtérbeli radon és leányelemek jelenlétének demonstrálása

A szobalevegőben elbomló radon leányelemei nem gáz halmazállapotúak, ezért a levegő porszemcséihez, aeroszoljaihoz hozzá tudnak tapadni. Amikor a leányelemek keletkeznek, kb. 100 keV mozgási energiájú visszalökődésük révén ionizálva keletkeznek, így a porszemcsékre tapadva azokat pozitív töltéssel látják el. Ezeket a pozitív töltéseket lehet összegyűjteni a következő módon.

Felfújunk egy lufit és megdörzsöljük, ezzel negatív töltésre töltjük fel. A radon leányelemei ha közel kerülnek a lufihoz, odavándorolnak, és kiülnek rá. Egy idő múlva a közel fél órás felezési idejű termékek mérhető radioaktivitásúvá halmozódnak.

Ezt a radioaktivitást GM-csővel könnyen észlelni lehet. Így demonstrálhatjuk a levegőben a pozitívan töltött radioaktív részecskék jelenlétét.

2. Belső légterek aktivitásának vizsgálata

A szoba- (és tanterem) levegőjének radontartalmát a leányelemeik detektálásával lehet bemutatni egyszerűen. Ezek ugyanis gamma-sugárzók, ellentétben a radonnal, amely észlelhető intenzitással csak alfa-sugárzó. A radon leányelemeinek összegyűjtésére a legjobb módszer a porszívózás.

Veszünk egy kis gézt, összehajtogatjuk úgy, hogy ne legyen túl áteresztőképes, majd kb. 2 órán keresztül a porszívó beszívó végéhez erősítjük. Ilyenkor a levegőben lévő porszemek fennakadnak a géz-szűrőn. Kb. két óra múlva elegendő leányelem keletkezik. Ezt egy egyszerű GM-csővel is tudjuk vizsgálni, de végablakos GM-csővel nagyobb beütésszámot tudunk elérni, mert a béta-elektronokat is tudjuk így detektálni. A mérés a leányelemek kiülését demonstrálja, de ennél sokkal fontosabb, mert az exponenciális bomlástörvényt is ki lehet mérni vele.

A leányelemek aktivitása kb. fél órás felezési idővel csökken. Az öt perc alatt detektált intenzitást félig logaritmikus papíron ábrázolva grafikusan is megkaphatjuk a bomlástörvény alakját, amit a deriválás fogalmát ismerő hallgatóknak elméleti úton le is tudunk vezetni.

3. Természetes kőzetminták radioaktivitásának vizsgálata

Természetes kőzetminták általában radioaktívak. Ez már önmagában is érdekes. Ha azonban kis fáradtsággal egy mecseki kőzetdarabot keresünk, akkor rövid idő alatt lehet demonstrálni a kőzet aktivitását például GM-csővel.

A kőzet + GM-cső rendszert azután mérhetjük részletesebben, demonstrálva a radioaktivitás alapvető tulajdonságait. a) távolságfüggést lehet bemutatni vele. b) árnyékoló anyagok közbeiktatásával a sugárzások elnyelődését lehet demonstrálni.

4. Kozmikus sugárzás demonstrálása

A kozmikus sugárzás GM-csővel is kimutatható. A kozmikus müonok a GM-csövek gázterében elég nagy energiát veszítenek ahhoz, hogy érzékeltetni lehessen őket. Sőt, mivel ezek töltött részecskék, két egymás után állított GM-csőben egyszerre lehet őket érzékeltetni. A gamma-sugárzás mindkét GM-csőben csak nagyon kis valószínűséggel detektálható.

Két egymás fölé helyezett GM-csőben létrejövő egyidejű detektálás a kozmikus eredetű müonokra utal. Elképzelhető véletlen koincidencia két egymástól független gamma-fotontól. Ezek számát megvizsgálhatjuk, ha a GM-csöveket nem egymás fölé, hanem egymás mellé helyezzük. Így csak felülről érkező kozmikus sugárzás kimutatható. A mérést szerencsésebb a szabadban végezni, vagy ablakhoz közel, hogy az épület anyagának árnyékoló hatása ne legyen jelentős, valamint az építőanyagok radioaktivitásának hatása minél kisebb legyen.

IX.2.2. GYAKORLÓ FELADATOK

1. Határozza meg annak az ókori fából készült tárgy életkorát, amelyben a ^{14}C fajlagos aktivitása 0,6-szer kisebb, mint egy épp most kivágott fában, akkor $^{14}\text{C}/^{12}\text{C} = 10^{-12}$. A ^{14}C mag felezési ideje 5730 év.

2. Egy palack bort, mint 100 éves értékes ritkaságot árvereznek. A vásárló 1000 dollárt fizet érte, majd utána megméri az aktivitását és azt $24\text{Bq}/\text{m}^3$, azaz az esővízhez viszonyítva 256-od annyinak találja. Megérte-e a bor az árát?

3. Jelenleg a földkéregben az $m(^{238}\text{U}):m(^{235}\text{U}) = 137,8$. Milyen korú lehet az urántartalmú kéreg?
4. A sötétben is világító számlapos órákhoz 10^{-6} g ^{226}Ra -ot használnak. Hány gramm Ra bomlik el 50 éves használat alatt? Felezési ideje: 1600 év.
5. A csernobili katasztrófát követően 2kBq volt a tehéntej aktivitása literenként. (Tekintsük úgy, hogy ez a ^{131}I -től származik, melynek felezési ideje 8,05 nap) Egy liter tejből 0,4kg sajt készíthető, melyben a jód 80%-a kerül át. Fogyasztásra akkor alkalmas a sajt, ha 400Bq/kg alatt van az aktivitása. Mennyi idő múlva lett a sajt fogyasztható?
6. A trícium felezési ideje 12,3 év. Marad-e belőle 24,6 év múlva?
7. Egy átlagos lakásban m³-ként 1s alatt 50 bomlás következik be a radongáz jelenléte miatt. Hány bomlás következhet be éppen a tüdőben 1 óra alatt a belégzett radon következtében? A tüdőben átlagosan 2 liter levegő mindig van.
8. Az ókorban a tengeri népek a sót a tengervíz bepárlásával nyerték. A tengervíz 0,04 tömegszázalékban tartalmaz káliumot. Mekkora az 1 kg tengervízből nyert só aktivitása? (a káliumok 0,018%-a ^{40}K és $1,27 \cdot 10^9$ év a ^{40}K felezési ideje.)
9. A kálium-hiányos ill. sóelvonókúrán lévő betegeknek adott 1g-os Kálium-R tabletta 524,44mg káliumiont tartalmaz tablettánként mekkora többletaktivitást jelent az emberi szervezet részére a napi 2 tabletta bevétele?

IX.2.3. A „Radioaktivitás a természet része” kérdőívek

Az ELTE Atomfizikai Tanszéke 2003 februárjában országos érdeklődésű kiállítást szervezett a „Radioaktivitás a természet része” címmel. A kiállításon, mint szakmai kísérő vettem részt a két hét folyamán. Ez idő alatt a látogatócsoportok diákjaival kitölttettem egy kérdőívet, ami a kiállítás (és szakdolgozatom) tematikájához kapcsolódott, mert szerettem volna felmérni, a középiskolás diákok mennyire tájékozottak a témában.

A kiállítást kb. 7000 középiskolás tekintette meg.

A kitöltés önkéntes volt, és 10 kérdést tartalmazott. 3 lehetséges válaszból kellett a helyeset kiválasztani. A kérdőív a Függelék 3.-ban található.

A kérdőívek kiértékelése során azt vizsgáltam, hogy melyik kérdésekben a legtájékozatlanabbak a középiskolások, és mire kell hangsúlyt fektetni az oktatás során. A kitöltők között sok nem negyedikes diák is volt, bár a csoportok zöme negyedikesekre koncentrált, hiszen az ő tananyagukhoz kapcsolódott a kiállítás témája leginkább. Az alacsonyabb évfolyamosok számára is megvolt a lehetőség a kiállítás tárlatvezetésekor a kérdésekben szereplő információt elsajátítani.

A kitöltések során természetesen sokszor előfordult olyan eset, amikor a diákok másokat megkérdeztek, vagy túl sokan együtt oldották meg feladatot. Az ilyen és egyéb komolytalan kitöltéseket kiszűrtem a kiértékelés során.

Eredmények:

A hibás válaszok számai a kérdések sorrendjében: 19, 2, 3, 20, 9, 13, 11, 6, 6, 5.

Ezek szerint a hibás válaszok számát tekintve a 92 feldolgozott kérdőívben a 4-es kérdés került az első helyre. A kérdés a hidrogénbombában végbemenő folyamatra kérdez rá, és 20 kitöltő írta a hasadást megoldásnak.

A következő leginkább ismeretlen téma a „Mik a kvarkok” kérdéskör, ami 19 hibás választ eredményezett. Ebből az tükröződik, hogy a diákok nem ismerik az atommagot alkotó részecskék szerkezetét, a tudomány legújabb eredményei még nem épültek be az átadott tananyagba.

A kitöltők 10%-a válaszolt hibásan a következő kérdésekre: röntgensugárzás felhasználása, alfa-sugárzás veszélyessége, ill. hogy az elektron részt vesz mind a béta-bomlásban, mind az elektromos áramvezetésben.

Érdekes tapasztalat, hogy a vulkáni tevékenység eredetére szinte mindenki jól válaszolt, ami az első transzparens anyaga volt, és érdekes képpekkkel szemléltette a folyamatot.

Össességében a majdnem 90%-os teljesítmény jelezte, hogy a diákok vagy felkészültek voltak, vagy a kiállítás során sikeresen szereztek új ismereteket.

Össességében azt tapasztaltam, hogy sok rész ismerettel rendelkeznek, de az összefüggések elmélyítése nem érlelődött meg bennük. Mint tanár, ezen és ilyen feladatokra hangsúlyt fogok fektetni.

Irodalomjegyzék

- [1] Marx György, „Lemeztektonika és radioaktivitás”, Fizikai Szemle (1996) 76.
- [2] J.U. Ahmed, „Radonészlelési módszerek”, Fizikai Szemle (1990) 5. sz. 146.
- [3] Marx György, „Atommagközelben”, Mozaik Oktatási Stúdió (1996)
- [4] Balogh Z., Bodó P., Zárt terekben létrejövő megnövekedett radonkoncentráció földtani okainak vizsgálata Sajóhídvég térségében (TDK dolgozat, 1999, ELTE Közöttani és Geokémia Tanszék LRG, tv: Nagy Béláné, Szabó Csaba)
- [5] Hámori K., Horváth F., „Természetes radioaktivitás mérése a Mórággyi Rögön fekvő településeken” (TDK dolgozat, 2000, ELTE Atomfizikai Tanszék, tv: Tóth Eszter, Horváth Ákos)
- [6] Hunyadi I., Hakl J., „Radon Mérések Mátraderecske Térségében”, ATOMKI kutatási jelentés, 1992.április 15
- [7] Daróczy Sándor, Papp Zoltán, „Radontól származó sugárterhelés Ajkán” Fizikai Szemle (1997) 248.
- [8] A.G. Scott, „Site Characterization for Radon Supply Potential, a Progress Review”, Health Physics Vol. 62 No. 5 (1992 May) 422.
- [9] Lennart Samuelson „Radon a lakásban” Fizikai Szemle 1990/5 155. oldal.
- [10] Csongor Éva: „A légkör radioaktivitása” Fizikai Szemle (1970) 36.
- [11] L.C.S. Gundersen, R.B.Wanti, „Field Studies of Radon in rocks, soils and waters” U.S. Geological Survey Bulletin (1991) p. 39-50. <http://energy.cr.usgs.gov/radon/shear1.html>
- [12] Nagy B., G. Sólymos K., Balogh Z. Zs., Szabó Cs., Molnár Zs., „Radonanómia komplex vizsgálata a Sajó-Hernád térségében”, Magyar Kémiai Folyóirat, 106. évf. 5-6. sz. (2000) 213.
- [13] Zs. Burján, J. Nagy-Balogh, K. Gál-Sólymos, Cs. Szabó, „Spektrochemical study of potential source minerals of radon anomaly”, Microchemical Journal 73 (2002) 47-51.
- [14] Halász István szakdolgozata „A Velencei hegység vizeinek magas szintű aktivitása, és annak eredete” 1999, ELTE Atomfizikai Tanszék
- [15] Ivancsics Jenő, „A Soproni-hegység fejlődéstörténeti vázlata” ETO: 552.1:551.7 (1/9) K19.o.
- [16] Kisházi P., Ivancsics J., „A Soproni Gneisz Formáció genetikai közettana” Földtani Közlöny 119 (1989) 153-166.

- [17] K. Török, „Multiple fluid migration events in the Sopron Gneisses during the Alpine high-pressure metamorphism, as recorded by bulk-rock and mineral chemistry and fluid inclusions” N. Jb. Miner. Abh. 177/1 (2001) 1-36.
- [18] Nagy G, Árkai P., „Monacit a Soproni-hegység metamorf képződményeiben” Földtani Közlöny 129/2 (1999) 267-303.
- [19] J.K. Otton, L.C.S. Gundersen, R.R. Schumann, „The Geology of Radon”, ScienceMaster, <http://www.sciencemaster.com/jump/earth/radon.php>
- [20] E.. Roeloffs, „Radon and Rock Deformation”, Nature Vol. 399 (1999 May) 104.
- [21] Sükösd Csaba, „Magfizikai laboratóriumi gyakorlatok” ELTE TTK egyetemi jegyzet (1991)
- [22] G.F. Knoll „Radiation detection and measurement”, John Wiley & Sons (1989)
- [23] Kiss Dezső, Horváth Ákos, Kiss Ádám, „Kísérleti atomfizika” Egyetemi tankönyv, Eötvös Kiadó 1998
- [24] Radnóti Katalin, „Így oldunk meg atomfizikai feladatokat”, Mozaik Oktatási Stúdió (1995)
- [25] N. Zouridakis, K.M. Ochsenkühn, A. Savidou, „Determination of uranium and radon in potable Water samples” Journal of Environmental Radioactivity vol. 61. (2002) 225-232.
- [26] N.W.El-Dine, A. El-Shershaby, F. Ahmed, A.S.Abdel-Haleem, „Measurement of radioactivity and radon exhalation rate in different kinds of marbles and granites”, Applied Radioation and Isotopes 55 (2001) 853-860.
- [27] Tóth Eszter, „Radon az iskolában”, Fizikai Szemle (1990) 5. sz. 155.
- [28] „Magyarország atlasza”, Cartographia (1999) 22.oldal.
- [29] Daróczy Sándor, Dezső Zoltán, Papp Zoltán, Pázsit Ágnes, Bolyós András, Nagy József: „Az ajkai mohák radioaktivitása” Fizikai Szemle (1993) 192.
- [30] National Council of Radiation Protection, Measurement Report No.93. „Ionising Radiation Exposure of the Population of the United States”
- [31] MSz 62-78 Radioizotópok sugárzása elleni védelem, 2.táblázat (Magyar Szabványgyűjtemény 1983.)

FÜGGELÉK 2.

A meghatározott energiájú gamma sugarak detektálásának intenzitása a ólomtoronyon belül minta nélkül.

| háttér (beütés/óra) | Háttér hiba | Energia | Elem |
|---------------------|-------------|-------------|-------------------|
| | | 46,5 keV | ²¹⁰ Pb |
| | | 73,92 keV | ²³⁴ Pa |
| 218,17 | 5,49 | 84,372 keV | ²²⁸ Th |
| 42,25 | 4,99 | 92,38 keV | ²³⁴ Th |
| | | 185,99 keV | ²²⁶ Ra |
| 77,90 | 11,21 | 209,264 keV | ²²⁸ Ac |
| 37,14 | 4,14 | 238,625 keV | ²¹² Pb |
| 40,54 | 6,67 | 270,272 keV | ²²⁸ Ac |
| 33,93 | 4,72 | 295,2 keV | ²¹⁴ Pb |
| 46,01 | 42,50 | 328,05 keV | ²²⁸ Ac |
| 19,17 | 3,89 | 338,37 keV | ²²⁸ Ac |
| 66,98 | 6,35 | 351,9 keV | ²¹⁴ Pb |
| 8,89 | 2,50 | 463,073 keV | ²²⁸ Ac |
| 54,67 | 6,18 | 583,191 keV | ²⁰⁸ Tl |
| 72,11 | 7,04 | 609,318 keV | ²¹⁴ Bi |
| 12,76 | 2,93 | 727,2 keV | ²¹² Bi |
| 9,01 | 1,93 | 795,069 keV | ²²⁸ Ac |
| 15,94 | 2,04 | 860,564 keV | ²⁰⁸ Tl |
| 42,15 | 7,22 | 911,316 keV | ²²⁸ Ac |
| 20,18 | 3,66 | 969,161 keV | ²²⁸ Ac |
| 28,06 | 4,64 | 1120,28 keV | ²¹⁴ Bi |
| 11,28 | 2,39 | 1238,1 keV | ²¹⁴ Bi |
| 6,78 | 2,12 | 1377,65 keV | ²¹⁴ Bi |
| 453,46 | 44,05 | 1459,2 keV | ⁴⁰ K |
| 8,31 | 0,69 | 1764,5 keV | ²¹⁴ Bi |
| 38,06 | 5,04 | 1764,5 keV | ²¹⁴ Bi |
| 3,75 | 2,20 | 1847,4 keV | ²¹⁴ Bi |
| 10,84 | 2,58 | 2204,1 keV | ²¹⁴ Bi |
| 65,11 | 8,46 | 2614,53 keV | ²⁰⁸ Tl |

Ebből következtethetünk a mérőhelységben lévő háttér eredetére (milyen elemekből származik), de koncentrációjára a forrás helyének pontos ismerete nélkül nem tudunk következtetni.

Radioaktivitás a természet része

NÉV: _____ ISKOLA: _____

1. Mik a kvarkok?

- a) protonok építőkövei
- b) elektronok alkotórészei
- c) protonok, elektronok belsejében lévő elemi részek

2. Mi az oka a vulkáni tevékenységnek?

- a) Föld belsejében lévő különböző ásványi anyagokat tartalmazó vizek
- b) nehéz atommagok radioaktív bomlása miatt felszabaduló energia
- c) atommagok egyesülése során keletkező energia

3. Milyen folyamat megy végbe a csillagokban?

- a) A hidrogén fúziója
- b) A hidrogén kémiai égése
- c) A szén égése

4. Mi történik a hidrogénbombában?

- a) Maghasadási folyamatok
- b) irányított H-fúzió
- c) H szabályozatlan fúziója

5. Milyen folyamatokban vesz részt az elektronok az alábbiak közül?

- a) α -sugárzás
- b) β -sugárzás
- c) elektromos áram

6. Mire használható a röntgen-sugárzás?

- a) anyagvizsgálat
- b) daganatkezelés
- c) energiatermelés

7. Milyen körülmények között veszélyes az α -sugárzás?

- a) mindig
- b) tüdőre, ill. ha közvetlenül a szövetekkel érintkezik
- c) semmilyen körülmények között nem veszélyes

8. Mennyi a radioaktív sugárzás halálos dózisa?

- a) 100 mSv
- b) 700 mSv
- c) 7000 mSv

9. Mi a gyümölcs-, zöldségtartósítás egyik lehetséges módja?

- a) lág γ -sugárzás
- b) elektron besugárzás
- c) hidrogén bevonattal ellátás

10. Mit jelent: ^{14}C -izotóp felezési ideje 5730 év?

- d) 5730 év fele elég minden ^{14}C -atommag elbomlásához.
- e) N db ^{14}C -atommagból N/2 db képes radioaktív bomlásra?
- f) N db ^{14}C -atommagból N/2 elbomlik 5730 év alatt.