

A soproni Csalóka-forrás magas radontartalma eredetének vizsgálata

TDK dolgozat 2008.

Készítette Freiler Ágnes

Témavezető: Horváth Ákos, egyetemi docens

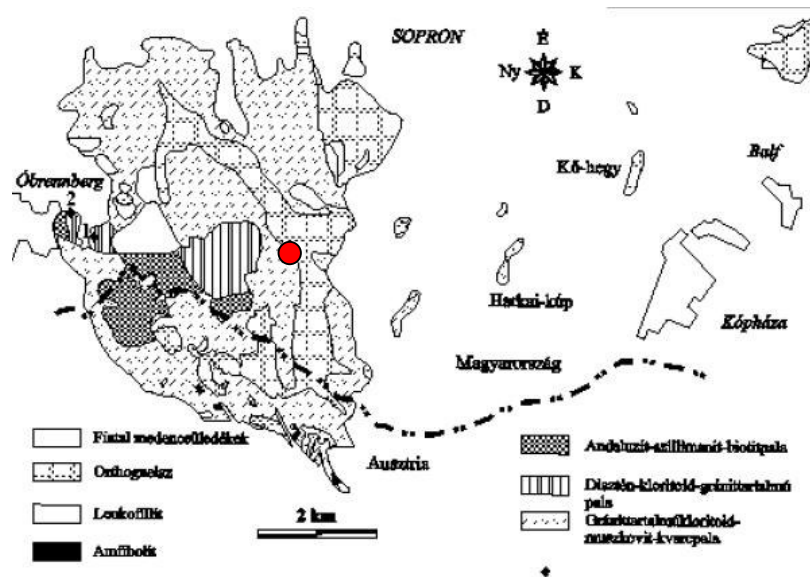
ELTE Atomfizikai Tanszék

Tartalomjegyzék

1. Bevezetés	2
2. Elméleti háttér	5
2.1. A természetes radioaktivitás	5
2.2. A radon	5
2.3. Radioaktivitás a természetes vizekben, talajokban, levegőben	6
3. A Soproni hegység	9
3.1. Geológiai adottságok	9
4. A mintavételi helyszín leírása	10
5. Mérési technikák	12
5.1. Vizek radontartalmának meghatározása	13
5.1.1. A folyadékszcintillációs spektroszkópia	13
5.1.2. A vízmintavétel menete	13
5.1.3. A Tri-Carb működése és a mérés menete	14
5.2. Talajminták radonkibocsátásának mérése	17
5.2.1. A talajmintavétel menete	17
5.2.2. Vízbe történő exhaláció mérés menete	18
5.2.3. A RAD7 detektor	18
5.2.4. A levegőbe történő exhaláció mérés menete	19
5.3. Talajminták rádiumtartalmának meghatározása	21
5.3.1. A mintavétel menete	21
5.3.2. A detektor leírása	21
5.3.3. A mérés menete	22
6. Egyszerű modell	24
6. A mérések eredményei	27
6.1. Vízminták mérési eredményei	27
6.1.1. A forrás radontartalmának helyfüggése:	29
6.1.2. A radonkoncentrációk időfüggése:	31
6.2. Radonexhaláció mérések eredményei	32
6.2.1. Vízbe történő radonexhaláció eredményei	32
6.2.2. Levegőbe történő radonexhalációk eredményei	33
6.3. Gamma-spektroszkópiás eredmények	36
7. Diskusszió	37
7.1. Vízminták radonkoncentrációinak eredményei	37
7.2. Radonexhaláció mérések eredményei	38
7.3. Gamma spektroszkópiás mérések eredményei	39
8. Összefoglalás	40
Felhasznált irodalom	41

1. Bevezetés

A soproni Csalóka-forrás a Soproni-hegységben, pontosabban az Iker-árokban helyezkedik el. Megközelíthető az Ojtozi fasortól, a piros jelzésű turistaúton, vagy a Pedagógus-forrástól az úgynevezett hullámos nyiladékon. Nevét bizonytalan előtörési helyéről kapta. Az egykor rendezett forrás mára igencsak lehangoló látványt nyújt, a pihenőhely asztalai is csak nyomokban láthatók.



1. ábra. A Csalóka-forrás elhelyezkedése Óbrennberg és a Harkai-kúp között kb. félúton, piros körrel megjelölve

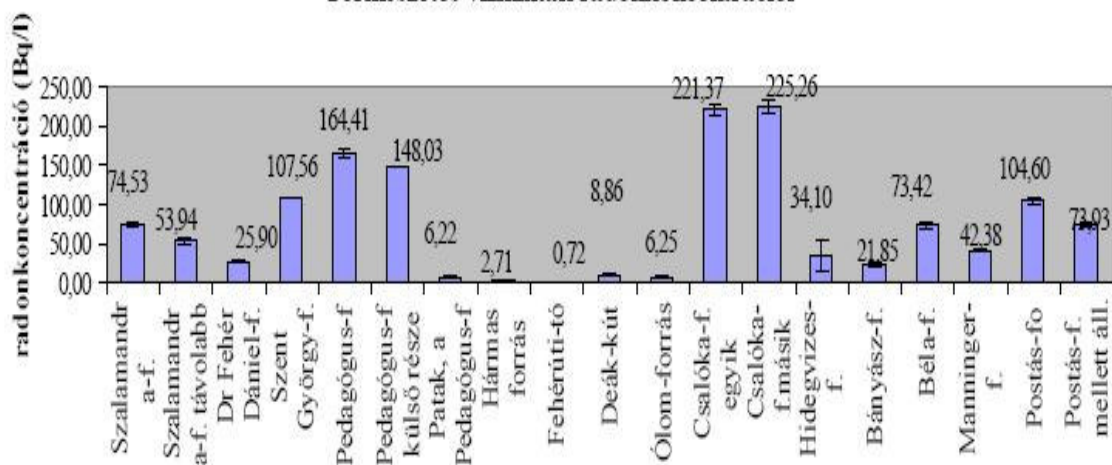
A forrás vizét az elmúlt években még fogyasztani is lehetett, hiszen ekkor még kiépített állapotában találhattunk rá. Ma már csak nyomai vannak meg, egy régi, elrozsdásodott vascső, ami mostanra csak az emlékét őrzi annak, hogy abból valaha is forrásvíz csorgott.



2. ábra. Csalóka-forrás vascsöves kifolyója 1977.

A forrást 2007 novemberében kezdtem látogatni, hiszen a környék magas radontartalma felkeltette érdeklődésemet. A Soproni-hegység felszín alatti vizeinek korábbi felmérése alapján ugyanis a Csalóka-forrás mutatta a legmagasabb értéket (kb. 220 Bq/l), amely országos viszonylatban is magas radonkoncentráció.

Természetes vízminták radonkoncentrációi



3. ábra. Aros Gabriella szd. 2003

A 3. ábrán egy 2003-as felmérés látható, amelynek során több, a Soproni-hegységben elhelyezkedő forrás radonkoncentrációját vizsgálták meg. Látható, hogy a Csalóka- forrás kiemelkedik a többi közül.

A soproni radonkérdés tágabb értelemben engem is érint, hiszen ott lakom. Érdeklődésemhez hozzájárult továbbá az is, hogy személyesen kötődöm a helyhez, hiszen gyerekkoromban családommal sok alkalommal ezt az erdőt választottuk kirándulásunk célpontjául.

Témavezetőm támogatásával lehetőségem nyílt különféle vizsgálati módszerek elvégzésére. Egy év alatt 13 alkalommal látogattam el a forráshoz, 35 vízmintát, és 9 talajmintát gyűjtöttem. Ezen vízminták radontartalmát a laboratóriumban folyadékszcintillációs spektrometriával, a talajminták levegőbe történő radonkibocsátását radon-kamrás exhalációméréssel, valamint a talajok rádiumtartalmát gamma-spektroszkópiás méréssel határoztam meg.

Dolgozatom célja, hogy megbizonyosodjam róla, hogy a Csalóka-forrás valóban magas radonkoncentrációval rendelkezik, megtudni, hogy ez a koncentráció időben állandó-e, illetve hogyan változik, valamint az, hogy megtudjuk, honnan származik ez a magas radontartalom, lehet-e a talaj a forrás, és ha lehet, akkor annak mely rétege.

Dolgozatomban ezekből szeretnék következtetéseket levonni és összefoglalni mindazt, amit kutatásaim során megtudtam.

2. Elméleti háttér

2.1. A természetes radioaktivitás

Életünk során állandó radioaktív sugárzásnak vagyunk kitéve, amely sugárzás lehet természetes és mesterséges. A mesterséges sugárzás a földi élet előrehaladtával fokozatosan nő, azonban egészségügyi szempontból itt nem elsősorban az atomerőművek sugárzására kell gondolni, nem ez jelenti a legnagyobb kockázatot, hanem az orvosi eszközökből származó sugárzás, például a CT, röntgen és az MR [2].

A természetes radioaktivitás egyik fő része a kozmikus sugárzásból adódik, ami a világűrből érkezik. Másik csoportja a földkéregben található természetes eredetű radioaktív anyagok, például az urán és a tórium különböző vegyületeinek sugárzása. Ezek egy 4,5 milliárd évvel ezelőtt történt szupernóva robbanásból származnak. Bizonyos elemek elég hosszú felezési idővel rendelkeznek ahhoz, hogy túl tudták élni a Föld fejlődésének különböző szakaszait, éppen ezért környezetünk már természetes módon tartalmaz radioaktív sugárzást. Még egy összetevőt kell megemlíteni, amely nem más, mint a kozmikus sugárzás hatására kialakuló izotópok, a trícium (^3H) és a radiokarbon (^{14}C) radioaktivitása. [3]

A ránk ható sugárzás állandó és elkerülhetetlen. A mesterséges és természetes eredetű sugárzás kb. 36%-ért a radon és bomlástermékei a felelősek. Elmondhatjuk, hogy a természetes sugárzást figyelembe véve évente átlagosan 2,4 mSv/év terheléssel számolhatunk [8].

Mivel évmilliárdok óta éri a Földet és már születésünk óta hat ránk a sugárzás, nem tekintjük veszélyesnek, azonban bizonyos felhalmozódási folyamatok és intenzitásnövekedések okait érdemes vizsgálni és elkerülni.

Az emberi egészség védelme érdekében a radioaktivitás vizsgálata nagyon fontos feladat, hiszen a nagymértékű sugárzás káros, főleg rákos és légúti megbetegedésekhez vezethet.

2.2. A radon

Több uránizotóp is jelen van a felszíni kőzetekben, ilyenek a 235 és 238-as tömegszámú urán [3]. Számunkra a ^{238}U a legjelentősebb, annak is egyik leányeleme, a radon (^{222}Rn). A radon szintelen szagtalan nemesgáz, a periódusos rendszer VIII. főcsoportjában található, 86-os

rendszámmal. Nemesgáz szerkezettel rendelkezik, azaz zárt elektronhéja van, emiatt igen kis mértékben létesít kémiai kötésekkel más atomokkal, kémiaiilag inaktív. A ^{222}Rn közvetlenül a rádiumból (^{226}Ra) keletkezik alfa-bomlással. Három izotópja ismert, a radon (^{222}Rn) a toron (^{220}Rn) és az aktínion (^{219}Rn). Az utóbbi két izotóp felezési ideje annyira rövid, hogy környezetvédelmi és közegészségügyi szempontból általában elhanyagolható. A radon felezési ideje 3,82 nap, ez elég hosszú idő ahhoz, hogy a talaj mélyebb rétegeiből, illetve a talajszemcsékből a levegőbe és a felszín közeli vizekbe jusson. Nem maga a radon jelent veszélyt, hanem annak bomlástermékei, hiszen a radioaktív bomlás során polónium (^{214}Po) és bizmut (^{214}Bi) keletkezik, ami már könnyen kitapadhat a légköri aeroszolokra, majd onnan légzésünk során a tüdőbe jutva sok jelentős káros hatást fejthetnek ki.

2.3. Radioaktivitás a természetes vizekben, talajokban, levegőben

A természetes vizek kivétel nélkül radioaktívak kisebb-nagyobb mértékben.

A levegővel közvetlenül érintkező vizek radioaktivitását elsősorban a vízmolekula egyik hidrogénje helyére épülő trícium izotóp hozza létre, ha a mesterséges szennyeződés lehetőségét kizárjuk. A szervezetbe beépülő radiokarbonnak pedig az élő szervezetek aktivitása köszönhető. A légkörben e két izotóp egyensúlyának beállta után, diffúzióval bejuthatnak a természetes vizekbe, talajokba (az átlagos urántartalom egy talajban 2ppm), valamint az élő szervezetekbe is.

Általában minden 10^{18} -odik hidrogén helyett trícium atom ül a molekulában, radiokarbon esetén pedig ez az arány kb. 5×10^{11} .

A felszín alatti vizek, így a forrásvizek sem érintkeznek közvetlenül a levegővel, ezért azok aktivitása nem a légkör, hanem a felszín alatti kőzetek radioaktív urán-, vagy tórium tartalmának következménye. A radon ezen elemek bomlásterméke, könnyen polarizálható, ezért jól oldódik vízben, ott pedig a radioaktivitás forrásává válik.

Különböző vizsgálatokkal bebizonyították, hogy a magyarországi felszín alatti vizek általában radioaktívak.

Ezen vizek radontartalma jól mérhető, szinte minden esetben a 1-500Bq/l tartományba esnek. Összehasonlításként az EU ajánlása az ivóvíz maximális radontartalmára 100Bq/l [3].

Sok országban szigorú előírások vannak az ivóvízben lévő radon maximális mennyiségére vonatkozóan. Az USA-ban 11 Bq/l az ivóvízbeli radon mennyiségének megengedett felső értéke.

Ugyanez a korlát Nagy-Britanniában 100 Bq/l, míg az ivóvizek átlagos radontartalma itt 1 Bq/l [10].

A radon nemesgáz szerkezete miatt könnyen tud mozogni az egyes talajokban, diffúzióra, migrációra képes és konvektív áramlással is tud mozogni. Ha nagyon mély rétegben jön létre, nagyon kevés az esélye annak, hogy kijut a levegőbe. Mégis mivel migrálni képes a kőzetek repedésein belül, eljuthat felsőbb talajrétegekbe, ahol a jelen levő gázokba, illetve a vizekbe beoldódhat. Innen természetesen a levegőbe is kijuthat és ott további diffúzióra képes. Ebből fakad a radon egyik fontos alkalmazási lehetősége, a geológiai törésvonalak nyomon követése, hiszen a gáz ezen törésvonalak mentén könnyebben kerülhet a talaj közelébe, és koncentrációját mérni lehet. Egy másik felhasználási lehetőség a földrengések előtti radonfeldúsulásokból adódik. Kutatók megfigyelték, hogy egyes földrengések előtt a talaj pórusaiban több radon található, mint átlagosan. [7]

A radon útját a felszín alatt több tényező befolyásolja. Ilyenek a talaj porozitása, meteorológiai tényezők, a geológiai jellemzők, illetve az is nagyon fontos, hogy mekkora a radon élettartama. Szerepe van még a talajvíznek, nedvességtartalomnak, nyomás különbségeknek és a hőmérsékletnek is. A radon mozgását befolyásoló tényező a talaj szerkezete, homokos talajokban könnyebben, szinte zavartalanul mozoghat, míg agyagos talajokban nehezebben. Kiváló példa a radon mozgásának, a talaj nedvességtartalmának és a szerkezetének összefüggésére az agyagos talaj esete. Csapadékosabb időben az agyag szemcséi jó duzzadóképességük miatt megnőnek, így elzárják a migrációs utat a radon elől. Ezzel szemben szárazabb időben repedések keletkeznek, így biztosítva tökéletes utat a nemesgáznak. A ^{222}Rn diffúziós úthossza szilárd testekben néhány cm-től néhány száz méterig terjedhet [6] [5].

A mai városlakók (különösen a hideg tájakon élők) legtöbb idejüket (70-90%) otthon töltik, vagy legalábbis zárt térben, s ott a radon feldúsulása sugárterhelésükre is kihat [4].

A levegőben jelenlevő radon legfőbb forrása a talaj. Ez nem feltétlenül igaz a szabad légköri levegőre, hiszen ott hamar elbomlik, azonban a lakások, pincék, barlangok, alagutak, fürdők légtérében jelentős mértékben feldúsulhat és ott káros hatását kifejtheti.

A radon kisebb hányada érkezik diffúzióval (15%), a nagyobb hányadot (45%) általában nyomáskülönbség által szívott talajlevegő hozza magával nyílásokon keresztül (repedéseken, csatornákon, villanyvezeték mentén). Az építőanyagból kidiffundálva mintegy 20%, a külső levegőből bediffundálva 17%, a vízből 2%, a konyhai gázból 1% érkezik. Urándús talajra épült házban a talajból bediffundáló, onnan beszívott radon részaránya megközelítheti a 100%-ot. Padlószinten a legmagasabb, fentebb alacsonyabb a radon-koncentráció [8]. Reggelre szellőztetés híján a koncentráció megnő, napközben a szellőztetés miatt kisebb

értékeket mérhetünk. Ugyanígy télen magasabb a koncentráció, a fűtés miatt, hiszen a felszálló meleg levegő szívóhatást fejt ki a talajra, ahonnan több radon tud emiatt kiszökni.

Egészségügyi hatás

A radon sok különböző forrásból, például légből kerülhet az emberi szervezetbe. Itt nem közvetlenül a radon fejt ki egészségkárosító hatását, hanem annak bomlástermékei, pl. ^{214}Po és ^{214}Bi . Egészségkárosító hatásuk kifejtéséhez többféle út vezet. Vagy magát a ^{222}Rn -t lélegzi be az ember, vagy a légkör szilárd részecskéihez tapadt bomlástermékeket. Mint ahogy említettem már a polónium és a bizmut már nem nemesgáz szerkezetű, ezért könnyen kapcsolódhatnak a légköri aeroszolok felületéhez. Ezek az emberek légzése során a tüdőbe kerülnek, ott is leginkább a hörgők elágazásaiban ülepednek ki, ahol további bomlásokkal roncsolják a sejteket, szöveteket. A legnagyobb veszélyt azok a radon-leányelemek jelentik, amiket úgy lélegzünk be, hogy nincsenek kis részecskékhez kötődve, hiszen ezek sokkal mélyebb régiókba képesek eljutni a tüdőben, mint az aeroszolokon kötődött izotópok. Továbbá az alfa bomló izotópok szintén nagyobb kockázatot jelentenek, mint a béta-bomlók, hiszen ezek sokkal nagyobb energiával roncsolják azokat a sejteket, amiknek közelében elbomlanak, és sugárzást bocsátanak ki. A legjobban veszélyeztetettebbek a dohányos emberek valamint azok, akik dohányos emberek közelében élnek, dolgoznak. Ők a dohányfüst apró részecskéivel együtt szívják be a káros izotópokat (passzív dohányzás). A belélegzett porszemcsék néhány nap alatt távoznak a szervezetből, azonban a hozzájuk kötődött izotópok ezen idő töredéke alatt elbomlanak, fejtik ki káros hatásukat. Ha egy sejt elhal a kibocsátott sugárzást követően, nincs nagy baj, azonban az már problémát jelent, ha túléli, hiszen ekkor károsodhat, rákos, daganatos sejté alakulhat át, ez pedig a légúti megbetegedésekhez, rákosodásához vezethet. A tüdő hólyagocskáin keresztül a bomlástermékek eljuthatnak a véráramba is, itt azonban már nagyon kicsi a kockázata betegségek kialakulásának.

Az ivóvízzel a gyomorba jutó radon bomlástermékeivel együtt a gyomorfal sejtjeire és a bélbolyhokra hat. (400 Bq/l radont tartalmazó vízből napi 1 liter elfogyasztása esetén az egészségre vonatkozó éves egyenértékű dózis 1mSv) [6]. További negatív hatással vannak a radon bomlástermékei a bőrfelületre, hiszen károsítják a felhám sejtjeit.

Fontos megemlíteni, hogy a radonnak egyes elméletek szerint nemcsak káros, hanem pozitív hatásai is vannak, gondoljunk csak a gyógyvizekre. Ezen vizeknek is kivétel nélkül magas radioaktivitásáról találhatunk feljegyzések, ilyen pl. a miskolctapolcai tavas barlang, vagy a budapesti Rudas-fürdő. Bizonyos vélemények szerint a Hévízi-tó iszapjában lévő radon például megkönnyíti és fokozza az anyagcsere folyamatokat, megnyugtatja az idegrendszert, és

gyógyítóan befolyásolja a sejtműködést is [6]. Más források arról számolnak be, hogy a radontartalmú víz fogyasztásával még a gyomorpanaszok, gyomorbetegségek is enyhíthetők. Természetesen ehhez nagyon fontos az állandó orvosi felügyelet, ellenkező esetben pont negatív hatást érünk el.

3. A Soproni hegység

Magyarország területén több helyen találtak már az átlagosnál magasabb radonpotenciálú területet. Ilyen például a gránit alapkőzetű Velencei-hegység és a Mecsek környéke [12]. Érdekességet jelent, hogy a Soproni-hegység legnagyobb részét gneisz alkotja, a legnagyobb részben az úgynevezett soproni gneisz. Emellett azonban fontos a csillámpala és a leukofillit is [1]. Ezen kőzetekben található ásványokhoz - kvarcok, földpátok, biotit- kötődnek azok a különböző urán- és tóriumvegyületek, amik a Soproni-hegységet érdekessé teszik radiológiai szempontból [12]. Régebbi kutatások alatt is találtak már gneisz alapkőzetre épült településeknél magas radonkoncentrációt [1]. A hegységben találhatunk különböző törésvonalat, ami mentén a radon könnyen a felszínre juthat [12].

3.1. Geológiai adottságok

A Magyar Állami Földtani Intézet 1969-ben kezdett el a Soproni-hegységgel foglalkozni, feltérképezni azt.

A hegység metamorf kőzetei a Keleti-Alpok Alsó-ausztroalpi takarórendszerének egységébe tartoznak [1].

A prekambriumban az agyagos-homokos kőzetek a földkéreg alá kerültek, ahol csillámpalákká kristályosodtak, majd ezek közé kb. 800°C hőmérsékletű gránitos olvadék nyomult be. A gránitból palás szerkezetű gneisz keletkezett az átalakulási folyamatok során.

Az alpi hegységképződési ciklusban alakultak ki magas hőmérsékleten és nyomáson a csillámpalák és gneiszrétegek között lejátszódó fizikai- kémiai folyamatok során a leukofillitek. Ez jellegzetes fehér színű kőzet, jelzi a hegység idős átmozgásainak nyomát. Ebben a ciklusban alakult ki a Soproni-hegység kőzettani alapszerkezete.

A hegység területén leginkább egy palásabb típusú gneiszváltozat, a soproni- típusú gneisz található. Ebben a muszkovit az uralkodó ásvány.

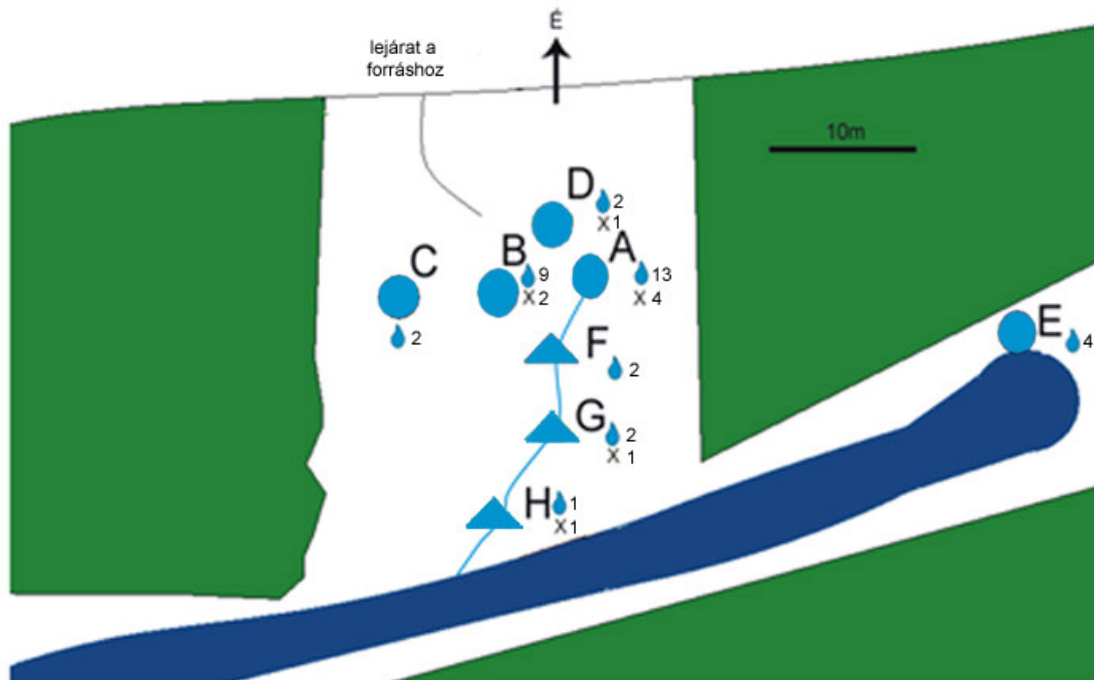
A hegység uralkodó kőzettípusa az ortogneisz. Ez magas nyomáson, alacsony hőmérsékleten keletkezett metamorfózis során, emiatt a kristályszerkezet palássá, irányítottá vált. Az ortogneiszben leginkább kvarc, földpátok, gránát, a csillámok közül biotit, muszkovit található, ezekben kereshetjük a radioaktív elemeket. A csillámpalákban található több radioaktív tartalmú ásvány, szemben a gneisz ásványaival. Ezek az ásványok a kőzetekben migráló vizes oldatokkal, CO₂-dal együtt távozhatnak és ha ilyen oldott sókat tartalmazó oldatok más pH-jú kőzetbe érnek, a benne oldott elemek kicsapódhatnak. A gránit átkristályosodása során sok ilyen oldat maradt vissza, ami különböző folyamatokat indított el. Ilyen folyamatoknak köszönhető a Soproni-hegység urán, és tóriumtartalma [4].

4. A mintavételi helyszín leírása

A mintákat minden esetben a Soproni- hegységből, azon belül az Iker-árok D-ágának felső szakaszán elhelyezkedő Csalóka-forrás területéről vettem. Nincs kiépített forrásfogalás, a víz a földből tör fel, hol kisebb, hol nagyobb mértékben. A forrás területén leginkább égerek és lucfenyők található, kicsit feljebb nagy dagonya található.

A forrás egy kisebb lejtő oldalában helyezkedik el, így a gyengén felszínre jutó víz könnyen lefolyik rajta, ezáltal a felszínen egy összefüggő lefolyó vízréteg alakul ki. 13 alkalommal látogattam el a forráshoz, környékéről 10-20 méter sugarú körben gyűjtöttem 35 víz- és 9 talajmintát.

A helyszínről készítettem egy egyszerű ábrát, amin fel vannak tüntetve azok a pontok, aminek a tulajdonságait vizsgáltam. A forrás GPS koordinátái: északi szélesség 47,65°, keleti hosszúság 16,55°, tengerszint feletti magassága 395méter. A D pont látható legészakabbra.



4. ábra. A Csalóka-forrás területének egyszerű térképe, mintavételi helyszínekkel. A zöld terület a fás területet, a kék a vízzel borított területet jelöli.

A 4. ábrán látható pontok mindegyike maximum 3 cm átmérőjű, ekkora felületen érkezik a felszínre a forrásvíz az adott pontokon. Az ábrán feltüntettem apró vízcseppek formájában az egyes mintavételi pontokhoz tartozó vízmintavételek számát, valamint x-szel a talajmintavételek számát. A körök a közvetlenül a talajból felszínre jutó vizet jelöltem, háromszöggel, pedig a felszínen lefolyó vizeket jelöltem. Az E pont mutatja azt a nagy dagonyát, amit fentebb említettem.

A pontok ismertetése:

A pont: Első látogatásom alkalmával csak ebből a pontból folyt a víz. Mélysége kb. 10-15cm. Innen minden alkalommal vettem vízmintát, 4 alkalommal talajmintát, ezek módját azonban később ismertetem. A víz ebből a pontból tört elő legdinamikusabban és állandóan (ezért választottam ezt a pontot, hogy minden alkalommal megvizsgáljam), a talaj felszínén egy összefüggően lefolyó vízréteget hoz létre, ennek tulajdonságait 3 mintavételi pontban vizsgáltam.

B pont: Az A ponttól balra található, kb. attól 50 cm-re, mélysége szintén 10-15 cm. Innen 9 alkalommal vettem víz- és 2 alkalommal talajmintát. Ezt a pontot ásóval hoztam létre meglazítva a talajt, hogy a forrás a felszínre juthasson. Általában nagyon gyengén szivárgott a víz, kis idő elteltével megtelt a gödre annyira, hogy fecskendővel mintát tudjak venni.

C pont: Az A ponttól balra, 4m-re található, innen 2 alkalommal tudtam vízmintát venni, hiszen a többi esetben teljesen száraz volt még akkor is, ha mélyebbre ástam.

D pont: Az A ponttól felfelé, kb. 2 méterre található. 2 alkalommal vettem vízmintát, talajmintát itt nem gyűjtöttem. A két alkalmat itt is az indokolja, hogy csak abban az időben jutott a felszínre víz, de akkor is csak kis mértékben.

E pont: Itt egy állandó „dagonya” található, állandó vízborítottság jellemző. Az A ponttól messze, kb. 20m-re található. Az innen származó víz olyan erősen folyik le, hogy lejjebb, a H pontnál összefolyik a Csalóka-forrás vizével, ahogy ez az ábrán is látszik. 3 vízminta származik innen, talajmintát nem vettem.

F pont: Az A ponttól lefelé kb. 4 méterre helyezkedik el. Az innen származó 2 db vízminta az A pontból lefolyó forrásvízből származik, tehát ez már nem közvetlenül a talajból feltörő, illetve szivárgó víz.

G pont: Az A ponttól még nagyobb távolságra, kb. 5 méterre található. A G pont mellett helyezkedik el a forrás régi kivezető csöve. Az innen vett 2 vízminta is az A pontból lefolyó víz összegyülemeléséből származik, valamint egy talajmintát is itt vételeztem.

H pont: Itt találkozik az E- és az A pontból származó víz. Egy talajminta és egy vízminta került vételezésre innen.

5. Mérési technikák

- Vízminták radonkoncentrációinak mérése:
 - folyadékszintillációs spektrometriával, (TriCarb1000 típusú spektrométerrel)
→ fajlagos radonaktivitás (Bq/l)
- Fajlagos exhaláció mérések:
 - vízbe történő exhaláció
 - TriCarb 1000 → fajlagos exhaláció (db/s)/kg ⇒ Bq/kg
 - levegőbe történő exhaláció
 - Radonkamrába zárjuk a mintát + RAD7 radon detektorral mérjük a kialakult radontartalmat → fajlagos exhaláció (db/s)/kg ⇒ Bq/kg

- Talajminták fajlagos rádiumtartalmának meghatározása:
 - Gamma spektroszkópiás mérések HPGe detektorral → fajlagos rádiumaktivitás (Bq/kg)

5.1. Vizek radontartalmának meghatározása

5.1.1. A folyadékszintillációs spektroszkópia

A technika lényege, hogy olyan szcintilláló anyagot használtunk, amelynek részecskéi ionizáló sugárzás hatására gerjesztődnek, magasabb energiaszintre lépnek, majd energiájukat egy fényfelvillanás közben veszítik el. Tehát mindig szükség van egy szcintilláló anyagra, a koktéllra. A koktél egy vízzel nem elegyedő oldat, ezért a küvettában levő folyadék kétfázisú. Ez három összetevőből áll, oldószerből, primer és szekunder szcintillátorból. A kibocsátott alfa és béta részecskék energiájukat ütközés során a primer szcintilláló anyaggal ütközve átadják. Ettől a többlet energiától aztán a primer szcintillátor felvillanás formájában válik meg. A felvillanás hullámhossza azonban nem a látható fény tartományába esik, ezért van szükség a szekunder szcintilláló anyagra a koktélban.

5.1.2. A vízmintavétel menete

A mintákat minden alkalommal egy 10ml-es fecskendővel vételeztem, ügyelve arra, hogy a mintám a lehető legkevesebbet érintkezzen a levegővel, hiszen a radon könnyen kiszökhet onnan, mérésem során pedig már nem kapnék pontos eredményt. Ezután a vizet egy 20ml-es küvettába fecskendeztem, ami 10ml koktélt-OptiFluor O-t már tartalmazott, majd jól lezártam, elneveztem, dátumoztam, parafilmmel körbetekertem, hogy minél kevesebb legyen a szállítás során bekövetkező veszteség. Míg Sopronból az ELTE Atomfizikai Tanszékre juttattam a mintámat, elegendő idő telt el ahhoz, hogy beálljon a két fázis között a diffúziós egyensúly. Ennek mindenesetben meg kell történnie azelőtt, hogy a mintát a műszerbe helyezzük. A vízminták radontartalmát mindig 3 napon belül megmértem, a radon felezési ideje miatt (3,8 nap).

A minták neve CS1, CS2, CS3 és így tovább egészen 13-ig. Amikor egy alkalommal több mintát is hoztam „/” jellel elválasztva számoztam tovább, pl. CS4/1, CS4/2.

Minta neve	Mintavétel pozíciója ld. Térkép	Mintavétel időpontja			
CS1	A	2007.10.03. 11:30	CS8/1	A	2008.07.23 11:00
CS2	A	2007.10.25 15:00	CS8/2	B	2008.07.23. 11:00
CS3	A	2008.01.07. 10:30	CS9/1	A	2008.08.07. 11:30
CS4/1	A	2008.01.30. 10:30	CS9/2	D	2008.08.07. 11:30
CS4/2	B	2008.01.30. 10:32	CS10/1	A	2008.09.14 11:14
CS4/3	D	2008.01.30. 10:35	CS10/2	B	2008.09.14 11:14
CS4/4	G	2008.01.30. 10:36	CS10/3	C	2008.09.14 11:14
CS5/1	A	2008.02.05. 13:30	CS11/1	A	2008.09.21. 11:42
CS5/2	C	2008.02.05. 13:30	CS11/2	B	2008.09.21. 11:42
CS5/3	B	2008.02.05. 13:30	CS11/3	G	2008.09.21. 11:42
CS5/4	F	2008.02.05. 13:30	CS11/4	H	2008.09.21. 11:42
CS5/5	E	2008.02.05. 13:30	CS11/5	F	2008.09.21. 11:42
CS6/1	A	2008.03.08. 10:15	CS12/1	A	2008.10.05. 11:36
CS6/2	B	2008.03.08. 10:15	CS12/2	B	2008.10.05. 11:36
CS6/3	E	2008.03.08. 10:15	CS13/1	A	2008.10.19. 14:34
CS7/1	A	2008.03.25. 10:29	CS13/2	B	2008.10.19. 14:34
CS7/2	B	2008.03.25. 10:29	CS13/3	E	2008.10.19. 14:44
CS7/3	E	2008.03.25. 10:29			

1. táblázat. Vízminták neve és pozíciója
(a mintavétel pozíciója a 3. ábrán található)

Összefoglalva tehát, 35 vízmintát 13 alkalommal mértem, egy év időtartam alatt.

5.1.3. A Tri-Carb működése és a mérés menete



5. ábra Tri-Carb 1000 típusú folyadékszcintillációs spektrométer

A vízminták radontartalmának meghatározásához Tri-Carb 1000 típusú folyadékszcintillációs spektrométert használtam. A mintában keletkezett felvillanásokat két koincidenciába kapcsolt, egymással szemben elhelyezett fotoelektron-sokszorozó detektálja. A koincidenciába kapcsolás azt jelenti, hogy a műszer csak azokat a felvillanásokat detektálja, amelyeket mindkét elektronsokszorozó érzékel, így tudja a zavaró hatásokat kiküszöbölni. A zavaró

hatásoktól megszűrt impulzusok egy analóg-digital konverter (ADC) bemenetére jutnak, ami megméri az amplitúdókat, szétválasztja magasság szerint, és az ennek megfelelő csatorna számát megnöveli eggyel. Meg kell említeni a kioltás jelenségét, ami újabb problémához vezethet. Ez azt jelenti, hogy a mintában keletkezett fotonok még azelőtt elveszítik energiájukat, hogy a detektorhoz érnének. Beszélhetünk optikai kioltásról, ez akkor lép fel, ha pl. ujjlenyomat marad a küvettán, emellett létezik még kémiai- és szíнкиoltás. Ezek a zavaró hatások esetünkben mégsem jelentenek nagy problémát, mivel a radon spektruma nagy fényhozamnál mutat csúcsokat (fényhozamnak a bomlást követően felvillanó fotonok számát nevezik).

A műszer statisztikát készít a kapott elektromos impulzusok magasság (amplitúdó) adataiból, tehát amplitúdó gyakoriság eloszlást mér. A műszert bekapcsolás után, használata előtt kalibráltam egy ismert ^{14}C oldattal, majd beállítottam a megfelelő működési paramétereket (protokollt). Ilyen pl. a mérési idő és a fényhozam tartomány (én általában 15 perces méréseket végeztem). Ezek után megkezdődik a mérés, a kapott adatokat (pl. mérési idő, A, B, C csatornák beütésszámai, mérés kezdete és vége között eltelt idő, belső standarddal mért kioltás, spektrumot jellemző spektrális index) kinyomtattam és exceltáblázat segítségével dolgoztam fel, értékeltem. Ehhez a $c = (CPM - 12,1) / 1,98 \text{ Bq/l}$ kalibrációs egyenletet használtam fel, amit ismert ^{226}Ra tartalmú vízminták segítségével határoztam meg, ahol CPM a percnként detektált elektromos jel, c a mérés kori koncentráció. Ezek után az exponenciális bomlástörvény alapján kiszámoltam a mintavétel kori aktivitást a $c(\text{mérés kori}) = c(\text{mintavétel kori})e^{-\lambda t}$ képlettel.

<i>Minta</i>	CS1	CS2	CS3	
minta	11	11	1	Mintavételi adatok
vétel	3	25	7	
	11	15	10	
	30	0	30	
mérés	11	11	1	Printen található adatok
kezdet	6	27	8	
a printen	20	16	17	
	2	27	34	
mérési idő	15	15	15	
eltime	16	16,2	16,06	
cpm	208,93	276,2	266,67	
cpmhiba	3,57	3,11	3,16	
sis	1205,3	1139,5	1122,8	
tsie	622	599	604	
dt	80,3	49,22	30,83433	$dt=(B7-B3)*24+B8-B4+(B9-B5)/60+(B11-2*B10)/60+(B6-B2)*31*24$
c1	0,545226	0,6895	0,792225	$c1=\lambda*B16=$ kitevő(-0,0075536*B16))
Bq	99,15657	133,1313	128,3182	$Bq=(B12-12,6)/1,98$
kon (Bq/l)	181,8631	193,0838	161,972	$Kon (Bq/l)= B18/B17$
hiba	10,12977	9,866581	8,357753	$hiba=(B13+2)/100*B19$
	10	10	8	a hiba egész számra kerekítve

2. táblázat. Kiértékelés lépései excel táblázattal

A második táblázatban tehát az, az excel táblázat szerepel, amivel a vízminták radonkoncentrációját számoltam.

- dt a mintavétel és a mérés között eltelt idő, órában kifejezve. A képlet alapján mérés kezdetének napját kivonjuk a mintavétel napjából, és átszámoljuk órába, majd az időpontokat vonja ki egymásból és így tovább.
- $c1 = e^{-\lambda \Delta t}$, $0,0075536 = \ln 2 / T_{1/2}$ óra dimenzióban.
- Bq a mért koncentráció, a $(CPM-12,1)/1,98 Bq/l$ képletből
- $kon = Bq/c1$ Bq/l egységben
- hiba a cpmhiba és a kalibráció hibájának (2%) összege osztva 100-zal, hogy százalékban kifejezett legyen, és megszorozva a koncentrációval

5.2. Talajminták radonkibocsátásának mérése

Vizsgálataim során kétféle exhaláció mérést végeztem. Egyik esetben a talaj, vízbe történő exhalációját vizsgáltam a későbbiekben, a 6.2.2- es fejezetben leírtak alapján, másik esetben pedig a 6.2.4-es fejezetben leírt módon vizsgáltam a talaj radonkibocsátási tulajdonságait a levegőbe. A két mérés eredményeit összevetve céлом az, hogy megismerjem a talaj radonkibocsátó képességét, valamint az hogy megtudjam, lehet-e ez a talaj a Csalóka-forrás vize magas radontartalmának eredete.

5.2.1. A talajmintavétel menete

A Csalóka-forrás területéről 9 talajmintát hoztam 4 különböző alkalommal kb. azonos helyről (A pontból), de különböző mélységből és 5-öt azonos alkalommal különböző helyről, így kb. 10-15 méter sugarú körben igyekeztem a mintákat gyűjteni. Ezeket CSF1, CSF2 stb. nevekkel láttam el.

A mintavételt kis vaslapáttal, vagy ásóval végeztem, attól függően, hogy milyen mélységből szerettem volna (0-30 cm mélységig vannak mintáim). A talajt befőttesüvegekbe gyűjtöttem, jól lezártam és a laboratóriumba szállítottam. A mintákat bolygatatlanul, eredeti állapotukban, de egy napos 80°C-os szárítás után helyeztem a radonkamrába.

Az alábbi táblázat tartalmazza az egyes mintavételi területeket, a minta nevével.

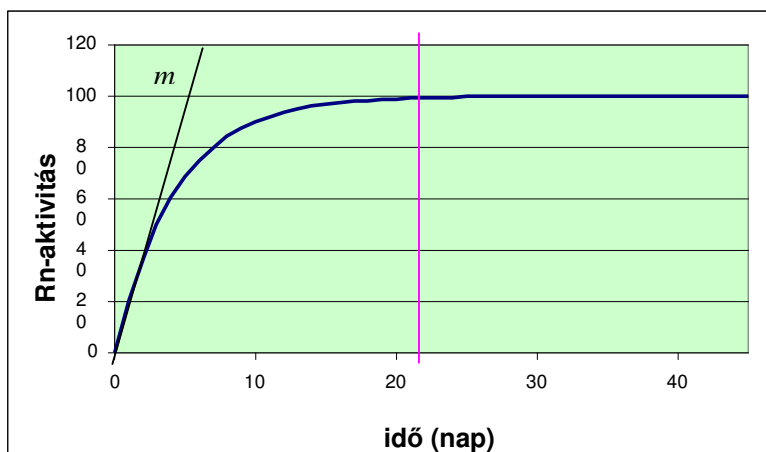
Minta neve	Mintavételi pozíció	Mintavétel időpontja
CSF1	A~ 0-15 cm mélyről	2008.01.07.
CSF2	A ~10-15cm mélyről	2008. 03. 25.
CSF3	B 10-15cm mélyről	2008. 03. 25.
CSF4	A 15-20 mélyről	2008. 07. 23.
CSF5/1	A ~20cm mélyről	2008. 09. 14.
CSF5/2	D ~ 30-40cm mélyről	2008. 09. 14.
CSF5/3	B ~40cm mélyről	2008. 09. 14.
CSF5/4	G ~10cm mélyről	2008. 09. 14.
CSF5/5	H 1~20-30cm mélyről	2008. 09. 14.

*3. táblázat. Talajminták neve, pozícióval
(a mintavételi pozíciók a 4. ábrán találhatóak)*

5.2.2. Vízbe történő exhaláció mérés menete

A vizsgálatot egy talajmintán (CSF1) hajtottam végre. Kétszer 5g talajt kimértem és 1-1 küvettába tettem, amikre 5 ml vizet és 10 ml liter OptiFluor O-t öntöttem. Az egyik küvettát különösebb várakozási idő nélkül a folyadékszintillációs spektrométerbe helyeztem és mértem a koncentrációt több, mint egy napig. Három hét várakozási idő után mindkét minta radonkoncentrációját lemértem. Azért végeztem két mérést, hogy a szisztematikus hibát megtudjam. Első esetben a felfutási görbe (6. ábra) első része érvényes, ekkor a meredekségből határozható meg az exhaláció ($E=m*V/\lambda$). E az exhaláció, m a meredekség, V a minta térfogata, λ a bomlási állandó.

Második esetben pedig már a telítődés megtörtént, hiszen eltelt 3 hét, ekkor a felfutási görbe rózsaszín vonal mögötti része érvényes. A $E=c*V$ képletből határozható meg az exhaláció, ahol c a telítődési koncentráció.



6. ábra

5.2.3. A RAD7 detektor

A talajminták radonkibocsátását laboratóriumi körülmények között radonkamrás vizsgálatokkal végeztem. A radonkamrák henger alakúak, kb. 1,6-2 dm³ térfogatúak. Ennek mindkét végéhez cső kapcsolódik, az egyik páralekötőn keresztül, másik közvetlenül egy RAD7 nevű detektorhoz csatlakozik. A RAD7 egy hordozható alfa-spektrométer, amivel a radon és a toron aktivitáskonzentrációit mérhetjük. A műszer belső térfogata 0,7 dm³, egy Si szilárdtest félvezető detektort használ, ezzel alakítja át a sugárzás energiáját elektromos jellé. A detektor belseje félgömb alakú, ez be van vonva egy elektromos vezető réteggel, amit

magas feszültségre kell kapcsolni, így elektromos tér jön létre a műszer belsejében. Ez az elektromos tér a Rn leányelemeit a detektorra tereli nagy hatékonysággal. A detektor az alfa részecskéket detektálja, felerősíti, megszüri a zavaró hatásoktól és rendezi amplitúdó szerint, majd eredményül egy amplitúdó spektrumot ad



7. ábra. Talajminták a radonkamrákban [2].



RAD7 radonmonitorral történő mérés [2].

5.2.4. A levegőbe történő exhaláció mérés menete

A mérésem célja az, hogy megtudjam, természetes környezetben mennyi radont bocsát ki a talaj a pórusaiba. Ehhez méréseimet laboratóriumi körülmények között végeztem, és megmértem, mennyi radon került a talajminta felé a radonkamrában. A mintákat kivétel nélkül felül nyitott papírdobozokba helyeztem, majd radonkamrákba kerültek. Ott teljesen zárt körülmények között 3 hetet kellett eltölteniük mielőtt a RAD7 detektorral mérni kezdem volna. Ez a szekuláris egyensúly beállása érdekében fontos, hiszen ennyi idő kell ahhoz, hogy ugyan annyi radon keletkezzen, mint amennyi elbomlik a bezárt légtérben, ez a radon felezési ideje miatt legalább $5 \times 3,8$ nap, ~3 hét.

Minden alkalommal háttérkoncentráció mérést végeztem, mielőtt a tényleges radonkoncentráció mérést elkezdtem volna az adott radonkamrával. Ez a mérés a RAD7 detektor szippantási üzemmódjában zajlik (sniff), és a ^{218}Po beütéseit számolja. Ezután sokáig mértem a tényleges radonkoncentrációt a kamrában, aminek átlagát excel táblázatban és egyenes illesztéssel is meghatároztam.

Ahhoz, hogy hiteles eredményeket kapjak, ki kellett számolnom az összekötő csövek, a páralekötő, a RAD7 és a kamra térfogatát, ezzel pedig korrigálni a mérési eredményeket, hiszen a RAD7 detektor bekötésekor a radonkamra levegője felhígul.

Ezután pedig a $C_{lev} = C_m + (C_m - C_h) * T/V$ képlet felhasználásával megkaptam egy excel tábla segítségével a valódi radonkoncentrációt [3].

C_{lev} a kamrában levő radontartalom a detektor hozzákapcsolása előtt

C_m a műszer által mért eredmény (a radonkoncentráció felhígult)

C_h a mért háttérkoncentráció – a detektorban levő levegő radontartalma

V a kamra és a minta térfogatának különbsége – a kamrában levő levegő térfogata

T a műszer belső- és a csövek térfogata

5.3. Talajminták rádiumtartalmának meghatározása

5.3.1. A mintavétel menete

Ehhez a méréshez a RAD7-tel történő radonkamrás mérés során használt talajmintákat használtam fel, mindegyiket ugyan olyan állapotban, az egész tömeget átérve. A mintákat alumíniumdobozba tettem, amit a műszerbe helyeztem külön várakozási idő nélkül. Ez azért így történt, mert a Ra és a Rn közötti radioaktív egyensúlyt nem kellett megvárni, hiszen a Rn utáni leányelemekhez tartozó csúcsokat nem értékeltem ki. Csak a 185,99keV-es csúcshoz tartozó ²²⁶Ra aktivitásra voltam kíváncsi.

5.3.2. A detektor leírása

A gamma spektroszkópiás méréseimet GC1520-7500SL típusú HPGe detektorral végeztem. Ez egy nagy tisztaságú germánium félvezető detektort használ. A műszer gamma fotonok által a detektorban leadott energiát méri, ami leadódhat fotoeffektussal, Compton-szórással és párkeltést követő annihilációs folyamatban keletkezett 511 keV energiájú fotonok megfogásával. A megkötött elektronok mozgási energiája sokszorosa a detektor atomjaiban levő elektronok kötési energiájának, így egy meglökött elektron 10^2-10^7 töltéshordozó párt hoz létre a leadott energiájával arányosan. A keletkezett töltésmennyiséget határozzuk meg a töltések 10 μ s alatt történő begyűjtésével. A detektor lineáris méretei: 5 cm magasság, 5 cm átmérő [3]. A detektort egy ólom-vas burkolat veszi körül, ez az ólomtorony, ami 2-3 ólomrétegből áll, összesen kb. 10-10 cm vastag, valamint a torony belsejében levő vasréteg 1cm körüli. Az ólomréteg kiszűri a környezetből érkező γ -sugárzást, így kiküszöböli a zavaró határsokat.

A HPGe detektor nagyfeszültségre van kapcsolva, kb. 4000V-ra, ami azért szükséges, hogy az előbb leírt reakciók által keltett elektronlyuk-párok rekombinálódását elkerüljük. Ehelyett a lyukak a negatív elektródra kerülnek, ott pedig áramimpulzust hoznak létre. Hűtőberendezés, folyékony nitrogén használatára van szükség, hiszen e nélkül a nagyfeszültség hatására akkor is folya áram, ha a műszert nem érné radioaktív sugárzás. A detektor egy rézrúd végén helyezkedik el, aminek alsó része folyékony nitrogén tartályba érkezik, hőmérséklete a nitrogén forráspontja, - 196°C. A kapott energia spektrumban kb. 100 eV széles, Gauss-görbe alakú csúcsokat

detektálunk. A csúcsok alatti terület az adott energiájú gamma-foton anyaelemének aktivitásával arányos.

5.3.3. A mérés menete

A talajminták gamma-spektroszkópiás mérésének lényege az, hogy megállapítsuk a talaj ^{226}Ra tartalmát. A mérés során a minta gamma-sugárzásának energiaspektrumát általában 10-16 óra alatt vettem fel.

A minta aktivitásának kiszámolásához egy Spill nevű program áll rendelkezésünkre, ami a

következő képlettel számol:
$$A = \frac{Cs_m / T_m - H / T_h}{\varepsilon\eta} = \frac{I}{\varepsilon\eta}$$

- A a minta aktivitása
- I a nettó intenzitás
- ε a gamma-foton keletkezésének csatornaaránya (valószínűség/bomlás)
- η az adott energiájú foton fotoeffektussal történő detektálásának hatásfoka
- Cs a tapasztalt csúcs területe
- H a háttérben levő csúcsok kiértékeléséből adódó csúcsterület
- T a mérések idejét jelenti

A háttérrel három napig vettem fel úgy, hogy a minta helyét üresen hagytam. Ez valójában egy kis szisztematikus hibát okoz, hiszen mikor a mintát mérjük, jelen van a mintatartó alumíniumdoboz és a talajminta nem Ra atomjai is, ami bizonyos mértékben megváltoztatja a detektoron belüli körülményeket, eltéríti, elnyelheti a fotonokat.

A háttér beütések összege általában, a 100keV-2800MeV tartományban 2000 beütés/óra lett. A 186 keV-es csúcs helyén, a háttérben 1872 db beütést detektáltunk három nap alatt, ami 26 beütés/óra.

A hatásfok kiszámítása:

A hatásfokot Monte Carlo szimulációval számoltam ki úgy, hogy a minta átlagrendszámát használtam fel. Fontos, hogy a geometriai viszonyokat is figyelembe vegyük, ezek a minta magassága a mintatartóban, a doboz sugara, a minta és a detektor távolsága. Figyelembe kell

venni továbbá, hogy milyen energiákon szeretnénk a méréseket elvégezni, a molekulatömegeket, a minta sűrűségét, a molekulák rendszámát és darabszámát.

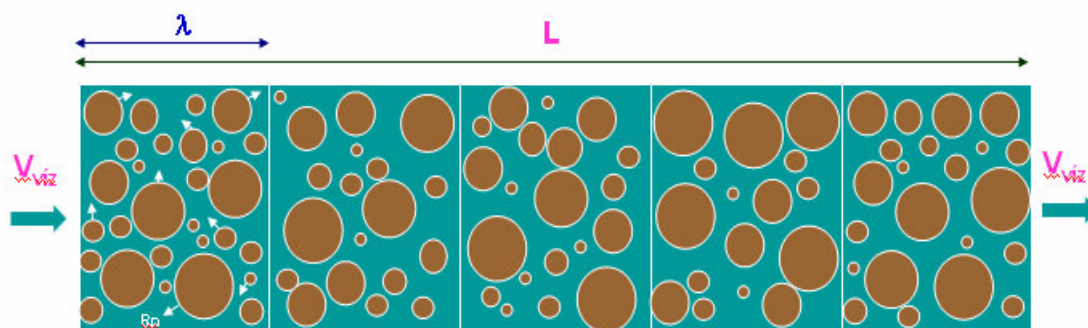
Ahogy fentebb említettem, a ^{226}Ra aktivitását számoltam ki a 185,99 keV-hez tartozó csúcs területéből. Ez esetben sajnos számolnunk kell egy problémával, még hozzá azzal, hogy a 186 keV-es energián nemcsak a ^{226}Ra jelenik meg, hanem a ^{235}U is 0,5724 relatív intenzitással. A rádiumot a 186 keV-es csúcson vizsgáljuk, ahol 0,0328 relatív intenzitással 3,28%-os valószínűséggel jelenik meg. A ^{235}U megjelenik máshol, pl. a 143 keV energián 43%-os valószínűséggel.

Az aktivitás kiszámolására az $A = \frac{N}{\eta \cdot I \cdot t}$ képletet használtuk.

- A az aktivitás
- N a csatornaszám
- η a hatásfok
- I az intenzitás
- t a mérési idő

A probléma lényege tehát az, hogy az egész csúcshoz tartozó aktivitást könnyen kiszámolhatnánk, nekünk azonban csak a rádiumból eredő beütésekre van szükségünk. Ehhez valójában az összes területből ki kéne vonni az urából származó területet, de egyszerűbben is megoldható, az eredeti képletben szereplő intenzitás értéket (3,28%-ot, amit a Nuclides táblázatból tudunk) egy másik számmal, 5,91%-kal helyettesítjük.

6. Egyszerű modell



8. ábra

Mielőtt a mérési eredmények bemutatását elkezdeném, szeretnék bemutatni egy egyszerű modellt, amivel az eredmények összehasonlíthatók.

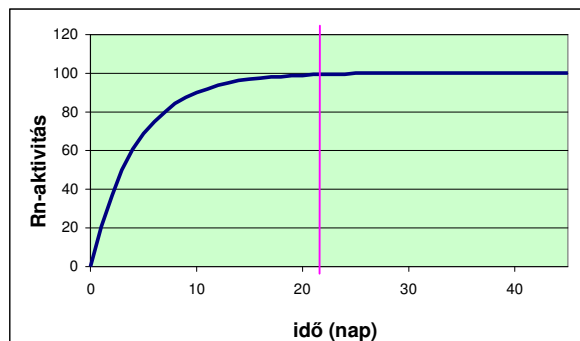
A talajszemcsék exhalációjának ismeretében meg lehet becsülni egy egyszerű modellben, hogy a talajt természetes környezetben körülvevő víznek mekkora lesz a radonkoncentrációja. Ezzel a forrásvíz mért radonkoncentrációját becsüljük meg, és így a talajszemcsék exhalációjának mérésével meg tudjuk vizsgálni, hogy a megvizsgált talaj lehet-e forrása a mért radonkoncentrációnak

Tekintsük a talaj V térfogatú (kocka alakú) tartományát, melynek porozitása p . Ebben a részben pV térfogatú pórus van, és feltételezzük, hogy ezt 100%-ban víz tölti ki. A talaj szemcséiből állandó radonexhalációval jutnak a vízbe a radonatomok, és ez szolgáltatja a víz radontartalmát.

A víz miközben áramlik az egyes tartományokban felveszi az ott fennálló radonexhaláció miatti radonatomokat, ezért egyre nő a radonkoncentrációja. Másrésztől a vízben már lehetnek radonatomok, melyek folyamatosan elbomlanak, ez csökkenti a radonkoncentrációt.

A forrás radonkoncentrációját az határozza meg, hogy milyen volt a víz előtörténete, mielőtt a felszínre érkezett. Lehet például, hogy áthaladt egy vékony uránban (és így rádiumban) gazdag rétegen, és ott rövid idő alatt felvett valamennyi radontartalmat, ami a felszínig már nem növekedett tovább. Az is lehet, hogy a talaj rádiumtartalma nagy léptékben homogén, és sok időt töltött a víz a radont kibocsátó szemcsék között. Ilyenkor már beállhat egy egyensúlyi állapot, amikor az exhalációval a vízbe jutott radonatomok száma ugyanannyi, mint az ott elbomlott radonatomok száma. Ez az egyensúly több hét alatt alakulhat ki, és függ attól is, hogy a víz milyen rétegeken áramlott keresztül.

Tegyük fel, hogy a talaj homogén, azon a tartományon, ahol élete során átáramlott. Ebben az egyszerűsítésben a kőzetek is talajnak tekinthetők. Ez természetesen nem igaz a természetes környezetben, de igazából elég az utolsó időszakban igaznak lenni.



9. ábra A radontartalom növekedése az idő folyamán homogén talajban

A 9. ábra mutatja, hogy ha t ideig tartózkodott a víz az adott homogén talajban, akkor hogyan növekszik a radontartalma. Kb. 3 hét után áll be a radioaktív egyensúly a szemcsék rádiumtartalma és a víz radontartalma között. Ha a víz ennél többet tartózkodott a talajban, akkor a maximális koncentrációját már elérte, ami az adott talajban kialakul. Az együtt töltött idő alapján megadható, hogy a víz a maximális radontartalma hány százalékát érte el, ezt jelöljük τ -val. Ez van ábrázolva a 9. ábrán. Matematikai formulákkal ez $\tau = 1 - 2^{-t/T}$, ahol T a radon felezési ideje 3,8 nap. Három hét elteltével a második tag már 0, és a $\tau=1$. Ezt az összefüggést a vízben lévő radon mennyiségére felírt differenciálegyenletből lehet megkapni, ami teljesen analóg a levegőben felhalmozódó radon mennyiségét leíró egyenletekkel a lezárt radonkamrás mérések esetén. [13]

A 8. ábrán egy L hosszúságú talaj látható, aminek szemcséi között v sebességű víz áramlik. Ezzel közelítjük a víz áramlását a talajban. A víz egy talajcellában $\Delta t = L/v$ ideig tartózkodik, a teljes talajban tartózkodás ideje pedig $t = L/v$. Ebből határozható meg az előbb leírt időfaktor.

A víz radontartalma és a szemcsék radonexhalációja közötti kapcsolatot könnyű megadni nagyon sok idő elteltével. Amikor beáll az egyensúly, a vízben lévő radon aktivitása egyenlő az exhaláció mértékével. Ennél kisebb idők esetén a víz aktivitása a 9. ábrán bemutatott görbe szerint növekszik az

$$A = E(1 - \exp(-\lambda t)) \quad (1)$$

összefüggés alapján.

A képlet alapján megbecsülhetjük a talaj szemcséi között elhelyezkedő víz radonkoncentrációját. Az aktivitás-koncentráció az aktivitás és a víz térfogatának hányadosa. $c = A/V = E(1 - \exp(-\lambda t))/(pV) = E\tau/(pV)$. A talaj exhalációjának mérése során egy kisebb tömegű minta exhalációját mérjük, ami természetesen nem azonos a természetes környezetben a V térfogatban levő talaj mennyiségével. Ezért a fajlagos exhalációt mérjük meg $M=E/m$, és így a V térfogathoz tartozó talaj tömege, mint paraméter előkerül, ezt m_t -mel jelöljük.

$$c = \frac{E\tau}{pV} = \frac{Mm_t\tau}{pV} = \frac{M\rho\tau}{p}$$

A két speciálisan a talajcellára jellemző tulajdonság m_t és V helyett a talaj sűrűsége maradt csak a képletben.

A számolások során M -et mérésből tudjuk, a talaj sűrűségét mindig $2,3\text{g/cm}^3$ -nek becsüljük, a talaj porozitását pedig 10%-nak vesszük. Az időfaktor kérdése nehezen megbecsülhető. A fenti képletben τ helyett a maximumát írjuk be, ami 1. Így a mért exhalációhoz tartozó maximális radonkoncentrációt kapjuk meg.

$$c_{\max} = \frac{M\rho}{p}$$

A mérések célja a Csalóka-forrás radontartalmának vizsgálata, ha a talajminták exhalációjából számolt c_{\max} nagyobbak adódnak, mint a forrás mért radontartalma, akkor elképzelhető, hogy a felszínen lévő talaj tényleg általános érvényű, és ez magyarázza is a forrásvíz radontartalmát.

Ha $c_b > c_{\text{víz}}$ lehet a talaj a radonkoncentráció forrása

Ha $c_b < c_{\text{víz}}$ más Rn-forrást is keresni kell

Itt bemutatom azt a néhány feltételezést, amely a modellel kapcsolatban a legfontosabb:

- a rendszer homogén
- a víz egyenletes sebességgel áramlik a talajban
- a talaj minden része egyenlő radonexhalációval rendelkezik
- a talaj porozitása homogén, kb. 10%

6. A mérések eredményei

6.1. Vízminták mérési eredményei

Egy év alatt 35 vízminta radonkoncentrációját 13 alkalommal mértem meg folyadékszcintillációs mérés technikával.

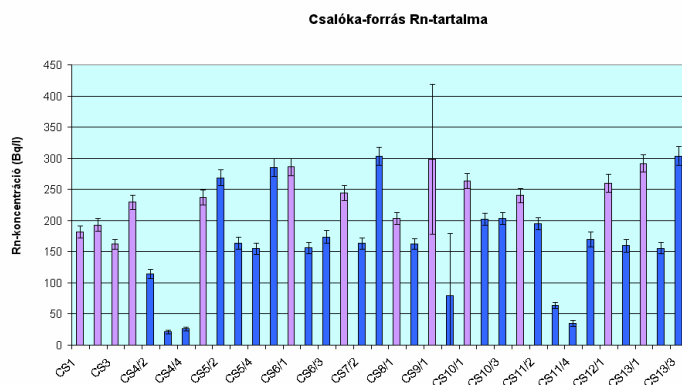
A 4. táblázatban bemutatom az összes vízminta mérési eredményét hibával együtt, feltüntetve a mintavételek idejét és a pozíciókat. A 4. ábráról leolvasható a mintavételi pontok egymáshoz viszonyított helyzete.

minta neve	pozíció ld. térkép	mintavétel időpont	radon-koncentráció (Bq/l)	cRn bizonytalansága (Bq/l)
CS1	A	2007.10.03. 11:30	181	10
CS2	A	2007.10.25 15:00	193	10
CS3	A	2008.01.07. 10:30	161	8
CS4/1	A	2008.01.30. 10:30	229	11
CS4/2	B	2008.01.30. 10:32	114	7
CS4/3	D	2008.01.30. 10:35	21	3
CS4/4	G	2008.01.30. 10:36	26	3
CS5/1	A	2008.02.05. 13:30	237	12
CS5/2	C	2008.02.05. 13:30	269	13
CS5/3	B	2008.02.05. 13:30	163	10
CS5/4	F	2008.02.05. 13:30	155	9
CS5/5	E	2008.02.05. 13:30	285	14
CS6/1	A	2008.03.08. 10:15	286	14
CS6/2	B	2008.03.08. 10:15	156	9
CS6/3	E	2008.03.08. 10:15	173	10
CS7/1	A	2008.03.25. 10:29	244	12
CS7/2	B	2008.03.25. 10:29	163	9
CS7/3	E	2008.03.25. 10:29	303	14
CS8/1	A	2008.07.23 11:00	203	10
CS8/2	B	2008.07.23. 11:00	162	8
CS9/1	A	2008.08.07. 11:30	298	120

CS9/2	D	2008.08.07. 11:30	79	100
CS10/1	A	2008.09.14 11:14	263	12
CS10/2	B	2008.09.14 11:14	202	10
CS10/3	C	2008.09.14 11:14	203	10
CS11/1	A	2008.09.21. 11:42	240	11
CS11/2	B	2008.09.21. 11:42	195	10
CS11/3	G	2008.09.21. 11:42	64	5
CS11/4	H	2008.09.21. 11:42	34	5
CS11/5	F	2008.09.21. 11:42	170	12
CS12/1	A	2008.10.05. 11:36	260	14
CS12/2	B	2008.10.05. 11:36	159	10
CS13/1	A	2008.10.19. 14:34	291	14
CS13/2	B	2008.10.19. 14:34	155	9
CS13/3	E	2008.10.19. 14:44	303	15

4. táblázat. A Csalóka-forrás területéről vett összes minta radonkoncentrációja, mérési hibával együtt

A következő ábrán (10. ábra) az összes vízminta radonkoncentrációja látható egy oszlopdiagramban, a mérési hibákkal együtt. A rózsaszín oszlopok mindig az A mérési helyszínen vett minták eredményét jelölik, hiszen azt minden alkalommal mintáztam. A többi, kézzel jelölt oszlopokhoz tartozó értékek pedig a forrás területének többi pontjából származó minta koncentrációit mutatják. A CS9/1 és CS9/2 mintáknak nagyon nagy hibája látható az ábrán. Ez azért fordulhatott elő, mert a mérést nem a mintavételt követő 3 napon végeztem az ELTE épületének nyári zárva tartása miatt, hanem később.








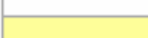
10. ábra. A Csalóka-forrás területéről származó összes vízminta radonkoncentrációja

6.1.1. A forrás radontartalmának helyfüggése:

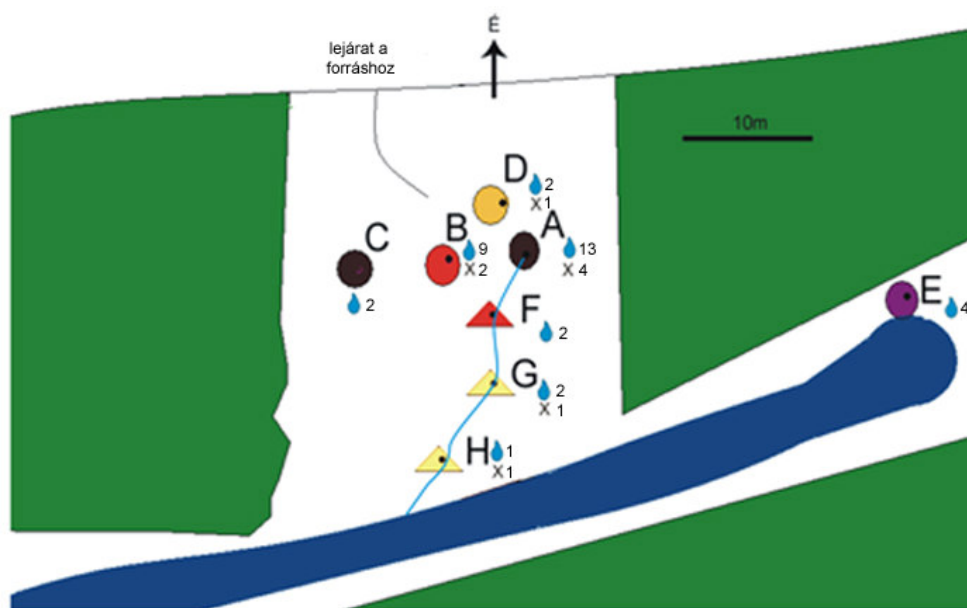
Készítettem egy újabb egyszerű térképet (11. ábra) arról, hogy a Csalóka-forrás környékén található mintavételi pontokból vett minták mekkora átlagos koncentrációt mutatnak. Ezeket az értékeket mutatom be színkódok alapján (12. ábra).

Az egyes pontokban mért átlagos koncentráció (4. táblázat alapján):

A pont	237Bq/l
B pont	163Bq/l
C pont	236Bq/l
D pont	50Bq/l
E pont	254Bq/l
F pont	162Bq/l
G pont	43Bq/l
H pont	45Bq/l

>250/l	
250-200Bq/l	
200-150Bq/l	
150-100Bq/l	
100-50Bq/l	
<50Bq/l	

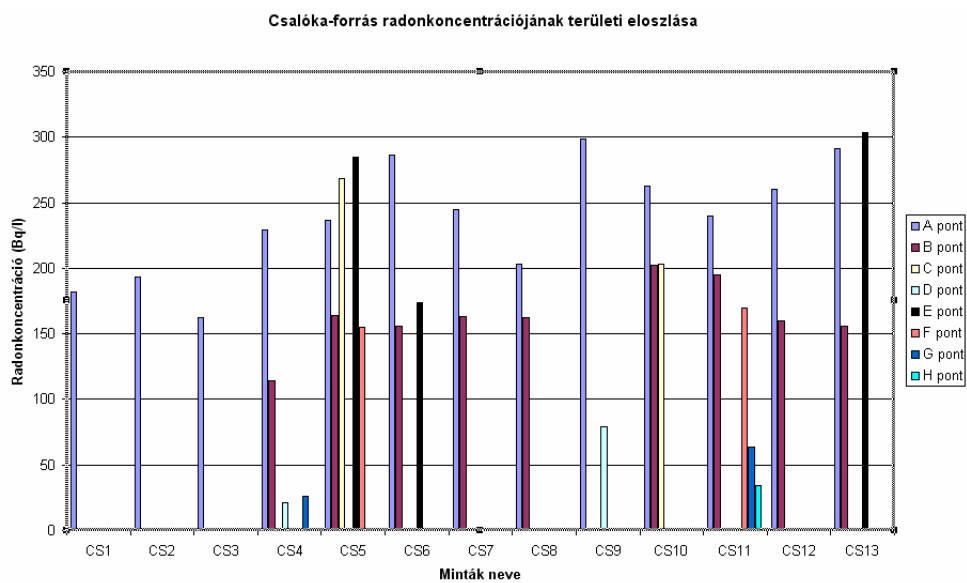
7.ábra. színkódok



11. ábra A Csalóka-forrás mintavételi pontokban mért átlagos radonkoncentrációinak szemléltetése

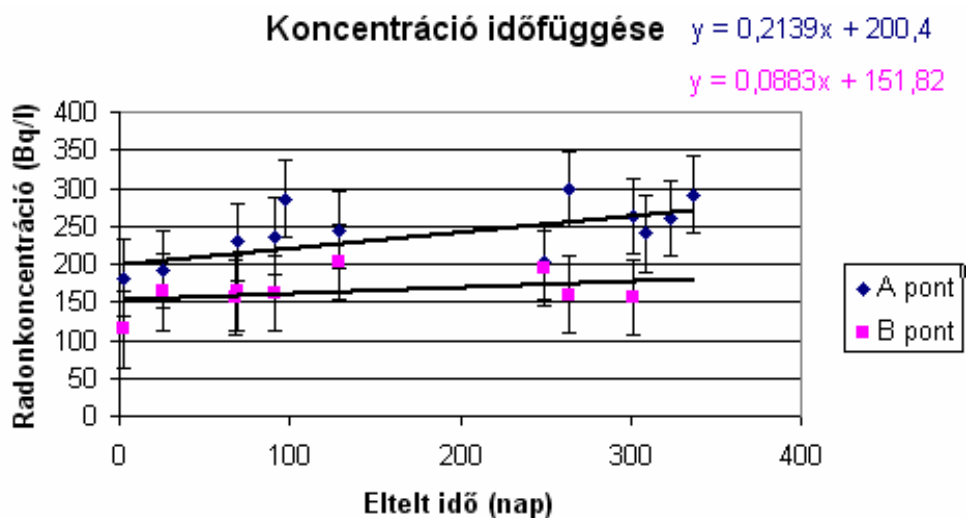
Valójában csak az A, B és D pontokból vonhatunk le pontosabb következményeket, hiszen ezekből származó minták koncentrációját mértem meg legalább háromszor, a többit legfeljebb kétszer.

A 12. ábrán az egyes pontokhoz tartozó radonkoncentráció értékeket láthatjuk. Egy színhez egy mintavételezési pont tartozik.



12. ábra. A Csalóka-forrás környéke radonkoncentrációjának területi eloszlása

6.1.2. A radonkoncentrációk időfüggése:



13. ábra. A Csalóka-forrás A és B mintavételi pontjában mért radonkoncentrációk időfüggése

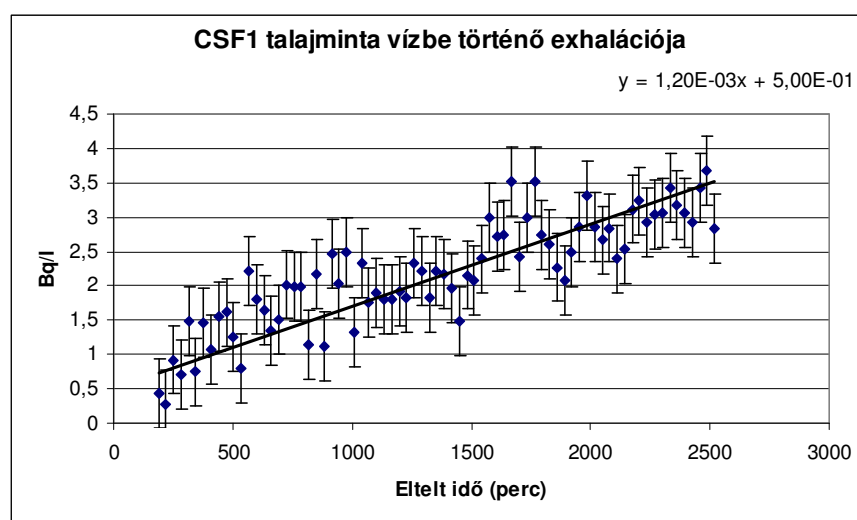
A 13. ábrán látható az A és B mintavételi pontokban mért radonkoncentrációk időfüggése. Az x tengely első pontja az első mintavétel időpontját, 2007. november 3-t mutatja, a második pont a második alkalmat, és így tovább.

Azért csak az A és B pontokat ábrázoltam, mert a többi pontból nem vettem annyi mintát, hogy értékelhető eredményeket kapjunk.

6.2. Radonexhaláció mérések eredményei

6.2.1. Vízbe történő radonexhaláció eredményei

Első esetben a küvetát (CSF1) a talajmintával egyből a TriCarb műszerbe tettem, és azt vizsgáltam, mennyi radon exhalált a vízbe a mérés ideje alatt, lehet-e ez a talaj a forrásvíz radontartalmának okozója. (a CSF1 kód azt jelenti, hogy a vizsgált talajminta a CS1 vízmintavételi pont mellől származik)



14. ábra

A 14. ábra x tengelyén a mérés kezdete óta eltelt időt ábrázoltam, az y tengelyen pedig a radonkoncentráció látható.

Az ábráról jól leolvasható, hogy a küvetában levő aktivitáskoncentráció lineárisan növekszik a mérési hibán belül.

Az $m=E*\lambda/V$ képletből (25. oldal (1) egyenlet 3,8 napnál jóval kisebb t -re) kiszámoltam a talaj, vízbe történő exhalációját (E), ami 0,039 1/s-nak adódott a CSF1 talajminta esetén, ami az A mintavételi pontot jelenti. A egyenletet átrendezve kaptam meg az exhalációt, ami így $E=m*V/\lambda$. A meredekséget (m) a 14. ábrán látható trendvonal egyenletéről olvashatjuk le, ami $1,20*10^{-3}$ Bq/l/perc-nek adódott. A minta térfogata 5ml, a két értéket összeszorozva és elosztva a bomlási állandóval kapjuk meg az előbb említett értéket. A minta fajlagos exhalációja $M=E/m \rightarrow 7,8\text{Bq/kg}$.

Másik esetben a telítődés (3 hét) után ismételt meg a mérést. A táblázat első oszlopa a minta nevét mutatja, a második oszlop a telítődési koncentrációt, a harmadik az exhalációt, a negyedik a fajlagos exhalációt tartalmazza.

Minta neve	c telítődési (Bq/l)	Bizonytalansága (Bq/l)	Exhaláció $E=c*V$ (Bq)	Fajlagos exhaláció $M=E/m$ (Bq/kg)
CSF1E1	10,8	1,5	0,054	10,8
CSF1E2	9,8	1,8	0,049	9,8

5. táblázat. CSF1 talajminta telítődési koncentrációja

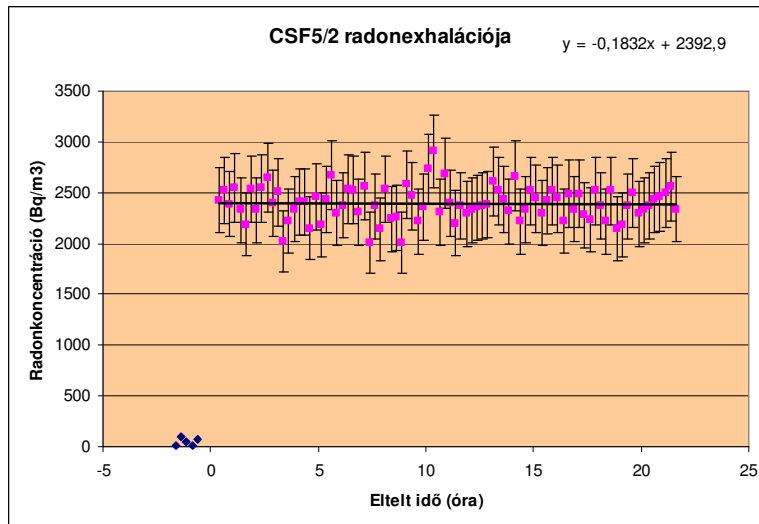
A telítődési koncentrációk átlagát vettem, ami $c=10,3$ Bq/l. Az $E=c*V$ képlet alapján kiszámoltam az exhaláció értékét, ami 0,051 l/s. A minta térfogata a küvetába töltött víz mennyisége, azaz 5 ml, (a betöltött minta tömege 5 g, ezért lesz azonos a c és az M számértéke)

A fajlagos exhaláció értéke a második mérésben a két minta eredményeinek átlagolása után

$$M_{\text{átlag}}=10,3 \text{ Bq/kg}$$

6.2.2. Levegőbe történő radonexhalációk eredményei

A méréseim során 9 talajminta levegőbe történő radonkibocsátását mértem meg radonkamrás exhalációméréssel. A 14. ábrán példaként látható a CSF5/2-es számú talajminta eredménye. Kékkkel a mérés helyszínéül szolgáló labor levegőjének radonkoncentrációja látható, ez a háttér. Az x tengelyen a mérés kezdete óta eltelt idő, az y tengelyen a radonkoncentráció látható Bq/m³ egységben. Az ábrán látható az egyenes egyenlete is, amiről leolvasható a kezdeti koncentráció (2392Bq/m³).



14. ábra CSF5/2 talajminta exhalációja Bq/m³-ben

Ahogy azt a 6.2.4. fejezetben említettem, a kiértékelést excel táblázatban végeztem. Az eredmények a 6. táblázatban láthatók.

Az egyes mintavételi ponthoz tartozó exhalációk eredményei

Minta neve	Exhaláció (Bq)	Talajminták tömege (g)	E/m=M (Bq/kg)
CSF1	2,6	172,23	15,11
CSF2	0,97	158,81	6,08
CSF4	1,89	202,26	9,34
CSF5/1	2,07	295,03	7,02

Minta neve	Exhaláció (Bq)	Talajminták tömege (g)	E/m=M (Bq/kg)
CSF3	0,42	163,82	2,59
CSF5/2	5,65	217,98	25,92
CSF5/3	6,08	105,47	57,92
CSF5/4	3,52	275,96	12,76
CSF5/5	1,8	208,6	8,67

6. táblázat. Talajminták levegőbe történő exhalációi A bal oldalon az A mintavételi pont esetén, a jobb oldalon a többi talajmintára

A 6. táblázat első oszlopában a talajminták neve található, a második oszlopban a mért exhalációk Bq egységben, a harmadik oszlopban a talajminták tömege látható g egységben, a negyedik oszlopban a fajlagos exhaláció Bq/kg egységben. Lila színnel kiemeltem azokat a sorokat, amelyek az A mintavételi ponthoz tartoznak. Az A mintavételi pontra vonatkozó fajlagos exhaláció érték átlagot számítva $M_{\text{átlag}}=9,35\text{Bq/kg}$. Ezen mérések statisztikus hibája (az ábráról is leolvashatóan) kb. 10%. Ennél azonban nagyobb a mérés szisztematikus hibája. A szisztematikus hiba a következőkből adódik: a talajminták szárításakor megváltozhat a

póruszerkezet, a minta kezelésekor mesterségesen összetöredezhet a minta (ez növeli a mért exhalációt). Továbbá figyeltem néhány mérésben arra, hogy esetleg a radonkamra eresztett.(ez csökkenti a mért exhalációt). Ezt onnan láttam, hogy a 14. ábrával analóg ábrákon egyes esetekben a radonkoncentráció nem volt időben állandó, hanem enyhén csökkent. Összességében becslésem szerint 50%-os hibát hozhatott be a szisztematikus hiba.

Az egyszerű modell alapján a fajlagos exhalációkból becsült radonkoncentrációk:

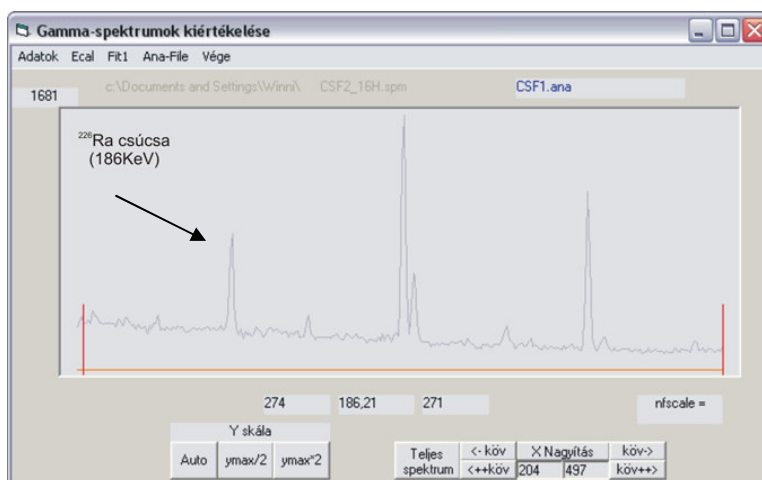
Az egyszerű modellt felhasználva, a $C_b=(M*\rho)/P$ képlettel megbecsülhető a talaj szemcséi között elhelyezkedő víz maximális radonkoncentrációja. A négy darab A mintavételi pontból származó minta (CSF1; CSF2; CSF4; CSF5/1) becsült koncentrációinak átlaga (~216Bq/l).

Talajminta neve	(M) Fajlagos exhaláció (Bq/kg)	Modell alapján becsült maximális koncentráció ($c_b=M*\rho/P$) (Bq/l)
CSF1	15,11	347
CSF2	6,08	140
CSF4	9,34	215
CSF5/1	7,02	161
		átlag = 216

7. táblázat. A becsült radonkoncentrációk

6.3. Gamma-spektroszkópiás eredmények

Gamma- spektroszkópiás mérésekkel a talaj ^{226}Ra -tartalmát határoztam meg. Példaként a CSF1 talajminta gamma spektrumát mutatom be a 15. ábrán.



15. ábra. Gamma-spektrumok kiértékelésére használt program (Spill)

Minta neve	Csúcsterület	Hiba	Mérési idő (s)	Aktivitás (Bq)	Tömeg (g)	a=A/m (Bq/kg)
Háttér	1858	77	259200			
CSF1	1463	73	57600	19,11	172	111
CSF2	1495	78	57600	18,72	156	120
CSF3	1977	77	46800	32,88	164	201
CSF4	1407	78	51000	13,83	202	115

8. táblázat Gamma-spektroszkópiás mérések eredményei

A 8. táblázat első sorában a minták nevei láthatók. A második oszlopban a Spill nevű programmal kiszámolt csúcsterületek, a következő oszlopban pedig azok hibáit tüntettem fel. A negyedik oszlopban a mérési idő látható másodperc egységben, a következő oszlopban pedig az aktivitás következik Bq egységben. Az ötödik oszlop a minták tömegeit tartalmazza, míg az utolsó az aktivitás tömegre vonatkoztatott értékét Bq/kg egységben.

A következő, 9. táblázatban az exhalációs együtthatókat (ϵ) mutatom be, amit az $E=A \cdot \epsilon$ képlet definiál.

Minta neve	E/m=M (Bq/g)	Fajlagos aktivitás (Bq/kg)	ϵ (%)
CSF1	2,6	111	23,4
CSF2	0,97	120	8,1
CSF3	0,42	201	2,1
CSF4	1,89	115	16,4

9. táblázat exhalációs együtt hatók

7. Diskusszió

7.1. Vízminták radonkoncentrációinak eredményei

A 10. ábra alapján megállapítható, hogy koncentrációk legnagyobb része 150-300 Bq/l között változik, ami magas radonkoncentrációnak számít.

A 150 Bq/l alatti tartományban levő oszlopok azért mutatnak kis koncentrációt, mert azok nem a talajból előbukkanó forrásvízből származnak, hanem a lefolyó vízből, ami már hosszabb ideig érintkezett levegővel, és radontartalmának egy része kiszökhetett a levegőbe.

A koncentrációk helyfüggése:

A 11. ábráról leolvasható, hogy az E mintavételi pontban a legnagyobb a radonkoncentráció, bár itt nem volt sokszor ismételve a mintavételezés. A sokszor megmért A és B pontok közül az A pontban nagyobb az átlagos radonkoncentráció. A forrás központi része legyen azon pontok halmaza, ahol a 13 mintavételből legalább 9 esetben volt erős vízfeláramlás. (Ezeket nem mindig mintáztam meg.) Így az A, B, E pontok alkotják a fontos területet. Ezen pontokban a radonkoncentráció átlagai nem azonosak. Érdekes, hogy az egymástól távolabb eső A és E pontok esetén csak 10% a különbség, míg az egymás melletti (kisebb, mint fél méter távolság) A és B pontok radonkoncentrációja szisztematikusan eltér, és különbségük kb. 40%. Ez mutatja, hogy a térbeli gradiens nagyobb lehet, mint az időbeli változás.

A koncentrációk időfüggése:

A 13. ábráról jól leolvasható, hogy a koncentrációk az időben majdnem állandóak. Az A pont esetén az idő előrehaladtával a koncentrációk azonban tendenciaszerűen nőnek. Az első és az utolsó mintavétel alkalmával mért koncentrációk között ~70 Bq/l különbség adódott, ami a koncentrációk átlagának kb. 30%-a. Ugyanígy növekedés látható a B pontban mért koncentrációk megfigyelésével, azonban itt már kisebb mértékű, az első és az utolsó mintavétel alkalmával mért koncentrációk között ~40 Bq/l a különbség, ami a mérési bizonytalanságnál alig több. Az ábrán látható a tendenciákat bemutató lineáris illesztés is.

A növekedés oka az egyszerű modellel magyarázható, hiszen feltételezhetjük, hogy a Csalóka-forrás folyási sebessége lelassult. Ez azért okozhatja a koncentrációnövekedést, mert

ilyenkor a víz hosszabb ideig van kapcsolatban a talajjal, ahonnan ez alatt a hosszabb idő alatt több radon tud a vízbe exhalálni. A vízhozam csökkenését szemmel lehetett érzékelni, bár ilyen irányú méréseket nem végeztem.

7.2. Radonexhaláció mérések eredményei

A vízbe történő fajlagos exhaláció érték az első mérési módszer esetén 7,8 Bq/kg, másik esetben 10,3 Bq/kg, így a CSF1 talajminta vízbe történő fajlagos exhaláció eredményét átlagosan $M_{\text{átlag}}=9,05\pm 2$ Bq/kg-nak határozzuk meg.

A levegőbe történő radonexhaláció az A mintavételi pontra vonatkoztatva $M_{\text{átlag}}=9,35\pm 1$ Bq/kg (csak statisztikus hiba), ez már az A pontban több mélységből származó exhalációk átlaga.

Az exhaláció eredményeket összefoglalva elmondható, hogy a levegőbe történő radonkibocsátási képessége az A mintavételi pont talajmintáinak közel azonos, mint vízbe.

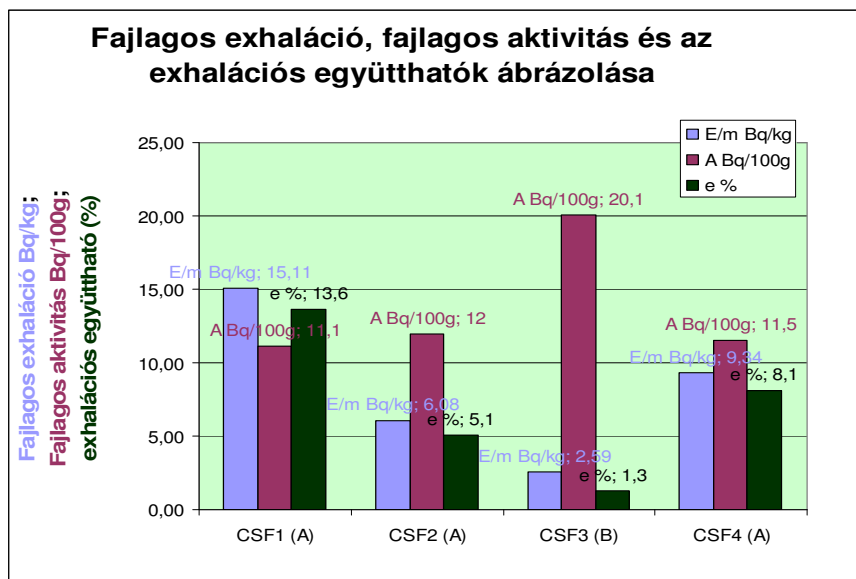
A radonkoncentráció megbecsléséhez valójában minden esetben a vízbe történő exhalációkat kellene mérni, de ez nehezebben kivitelezhető, mint a levegőbe történő radonkibocsátást mérni, valamint a levegős mérések esetében sokkal nagyobb tömegű mintát tudunk mérni. A vízbe történő kibocsátásmérést 20 ml-es küvettával végezzük és ez behatárolja jelentősen a minta mennyiségét. Ez az 5 g talajminta túl kis mennyiség ahhoz, hogy pontos eredményeket várjunk.

A fajlagos exhalációkból az egyszerű modell alapján számolva megállapíthatjuk, hogy a talaj szemcséi között elhelyezkedő víz becsült radonkoncentrációja átlagosan 216 Bq/l (7. táblázat), ez közel azonos a forrásvízben mért átlagos radonkoncentrációval. Hiszen az A mintavételi pontnál a radonkoncentráció 200-250 Bq/l tartományba esik (11. ábra), így eredményünk az, hogy a talaj lehet a Csalóka-forrás magas radontartalmának eredete.

7.3. Gamma spektroszkópiás mérések eredményei

A levegőbe történő fajlagos exhalációt két tényező határozza meg $E=A \cdot \epsilon$:

- a fajlagos aktivitás (A)
- az exhalációs együttható (ϵ)



16. ábra. Fajlagos exhaláció, fajlagos aktivitás és az exhalációs együtthatók ábrázolása

A mért fajlagos aktivitások 100-200 Bq/kg közé esnek a 8. táblázat alapján, ez lehet egy oka a forrás magas radontartalmának, hiszen a fajlagos aktivitás világtárgya: ~25-26 Bq/kg.

A mért exhalációs együtthatók: 2-14%, az exhalációs együtthatók általában: ~5-10% közé esnek.

8. Összefoglalás

35 vízmintát 13 alkalommal folyadékszintillációs spektroszkópiával vizsgáltam. Megállapítható, hogy a Csalóka-forrásban valóban magas és időben közel állandó a radonkoncentráció.

A talajminták exhalációjának mérését levegőbe radon kamrás exhalációméréssel kilenc talajminta esetén, valamint a vízbe történő exhaláció mérését folyadékszintillációs spektrométerrel egy talajminta esetén végeztem el.

A levegőbe történő radonkibocsátási képessége a talajoknak közel azonos, mint vízbe (víz és levegőbe történő fajlagos exhalációk összehasonlítása alapján CSF1 minta esetére)

A talaj rádiumtartalma ~136 Bq/kg, a világátlag: 25-26 Bq/kg, ez lehet az egyik oka a magas radontartalomnak.

A talaj exhalációs együtthatója ~2-14% között található, az átlagos exhaláció: 5-10%

Egy egyszerű modell alapján meghatároztam, hogy lehet-e a talaj a forrás vizének eredete a $c=M*\rho/P$ képlettel: a talaj pórusai között elhelyezkedő forrásvíz maximális radonkoncentrációja ~100-300 Bq/l

Az A mintavételi pont talajainak exhalációból számolt maximális koncentrációk átlaga (~210Bq/l), ez alapján a talaj szemcséi között elhelyezkedő közeg exhalációból becsült radonkoncentrációja közel azonos, mint a forrásvízben mért radonkoncentrációk (200-250 Bq/l).

Mindezek alapján azt állapítottam meg, hogy a talaj lehet a Csalóka-forrás magas radontartalmának *egyik* eredete. A bizonytalan időfaktor elhanyagolása miatt, azonban az várható, hogy a megmért talajok exhalációi nem fedezik a teljes radonkoncentrációt. (Nem érjük el a maximális értéket.) Emiatt azt gondolom, hogy kicsit mélyebben lehet még nagyobb exhalációjú talaj is.

Felhasznált irodalom

- [1] Aros Gabriella A természetes radioaktivitás vizsgálata a Soproni-hegységben Szakdolgozat 2003, ELTE Atomfizikai Tanszék
- [2] Nagy Hedvig Éva Természetes radioaktivitás vizsgálata Kővágószőlősen TDK dolgozat 2006
Környezettudományi vizsgálatok az egykori mecseki uránbánya környékén TDK dolgozat 2008. ELTE-TTK Atomfizikai Tanszék és Közettan és Geokémiai Tanszék
- [3] ELTE TTK, Atomfizikai Tanszék Környezetfizika Laboratóriumi Gyakorlat, TAU, LEV mérés leírás, <http://ludens.elte.hu/%7Eakos/kt/kfmeresek.html>
- [4] P. Kisházi, I. Ivancsics A Soproni gneisz formáció genetikai kőzettana Földtani közlöny 112, 1989, 153-166.
- [5] Ádány Tímea, Felszín alatti vizek radontartalma és a földtani szerkezet összefüggéseinek vizsgálata a Balaton északi partján szakdolgozat, 2005. ELTE-TTK Atomfizikai Tanszék és Alkalmazott és Környezetföldtani Tanszék
- [6] Bede Brigitta, A Baranya megyei felszín alatti vizek radontartalmának feltérképezése szakdolgozat, 2005. ELTE-TTK Atomfizikai Tanszék és Alkalmazott és Környezetföldtani Tanszék
- [7] MTA Atommagkutató Intézet <http://www.atomki.hu/atomki/Radon/Terkepezes.htm>
- [8] Marx György, Atommag közelben Mozaik Oktatási Stúdió, Szeged, 1996.
- [9] Boráros Viola, A permiai vörös homokkő radonkibocsátásának vizsgálata a Balaton-felvidéken szakdolgozat, 2006. ELTE-TTK Atomfizikai Tanszék
- [10] Fizikai Szemle 1994/6, Köteles György: Radon a környezetünkben
- [11] Dr. Fírbás Oszkár, A soproni hegyvidék vízrendszerének vizsgálata, Szakmérnöki diplomatervezés, Erdészeti és Faipari Egyetem Környezetvédő és Tájérendező- Szakmérnöki Tagozat, 1978
- [12] Spaits Tamás; Divós Ferenc, A soproni Nándor magaslat környéki lakóházak radonkoncentrációjának vizsgálata, III. Magyar Radon Fórum Kiadványa, Pannon Egyetemi Kiadó, 2006, 112. oldal
- [13] ELTE TTK, Atomfizikai Tanszék Sugárzások Fizikája Laboratóriumi Gyakorlat, REX mérés leírás, <http://ludens.elte.hu/%7Eakos/>