

Eötvös Loránd Tudományegyetem  
Természettudományi Kar  
Környezettudományi Centrum

**A SOPRONI CSALÓKA-FORRÁS MAGAS RADONTARTALMA  
EREDETÉNEK VIZSGÁLATA  
SZAKDOLGOZAT**

Készítette:

**FREILER ÁGNES**  
KÖRNYEZETTAN ALAPSZAKOS HALLGATÓ

Témavezető:

**DR. HORVÁTH ÁKOS**  
egyetemi docens

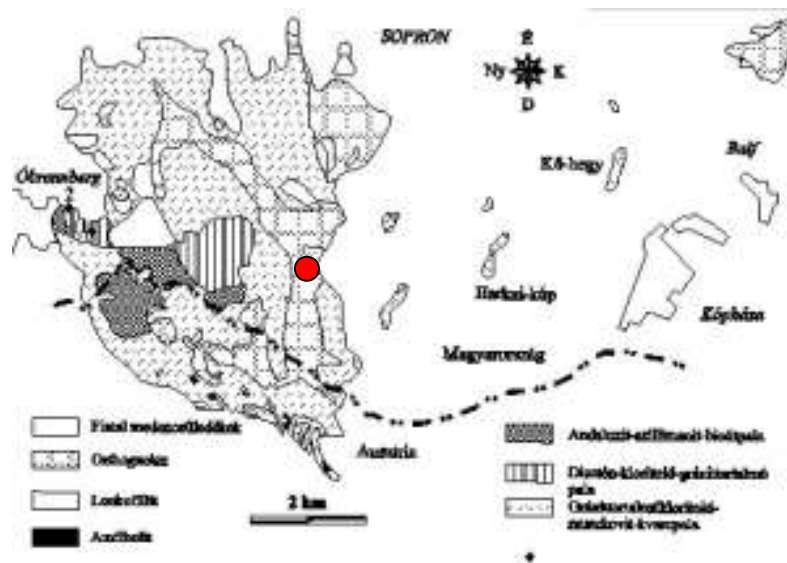
**Budapest**  
**2009**

## Tartalomjegyzék

<b>1. Bevezetés</b>	<b>3</b>
<b>2. Elméleti háttér</b>	<b>5</b>
2.1. A természetes radioaktivitás	5
2.2. A radon	5
2.3. Radioaktivitás a természetes vizekben, talajokban, levegőben	6
<b>3. A Soproni-hegység</b>	<b>8</b>
3.1. Geológiai adottságok	9
<b>4. A mérések leírása</b>	<b>10</b>
4.1. Mintavételi helyszín leírása	10
4.2. Vizek radontartalmának meghatározása	12
4.2.1. A folyadékszintillációs spektroszkópia	12
4.2.2. A vízmintavétel menete	12
4.2.3. A Tri-Carb működése és a mérés menete	13
4.3. Talajminták radonkibocsátásának mérése	13
4.3.1. A talajmintavétel menete	14
4.3.2. Vízbe történő exhaláció mérés menete	14
4.3.3. A RAD7 detektor	14
4.3.4. A levegőbe történő exhaláció mérés menete	15
4.4. Talajminták rádiumtartalmának meghatározása	16
4.4.1. A mintavétel menete	16
4.4.2. A detektor leírása	16
4.4.3. A mérés menete	17
4.5. A talaj porozitásának meghatározása	18
4.5.1. A mintavétel menete	18
4.5.2. A mérés menete	19
<b>5. Egyszerű modell a talajvíz radontartalmának magyarázatára</b>	<b>20</b>
<b>6. A mérések eredményei</b>	<b>23</b>
6.1. Vízminták mérési eredményei	23
6.1.1. A forrás radontartalmának helyfüggése:	24
6.1.2. A radonkoncentrációk időfüggése:	25
6.2. Radonexhaláció mérések eredményei	25
6.2.1. Vízbe történő radonexhaláció eredményei	25
6.2.2. Levegőbe történő radonexhalációk eredményei	26
6.3. Gamma-spektroszkópiás eredmények	28
6.4. A porozitásmérés eredményei	29
<b>7. Diskusszió</b>	<b>30</b>
7.1. Vízminták radonkoncentrációinak hely- és időfüggése	30
7.2. A vizsgált talajok radonexhalációja	31
7.3. A talajminták rádiumtartalma	32
7.4. A porozitás	33
<b>8. Összefoglalás</b>	<b>34</b>

## 1. Bevezetés

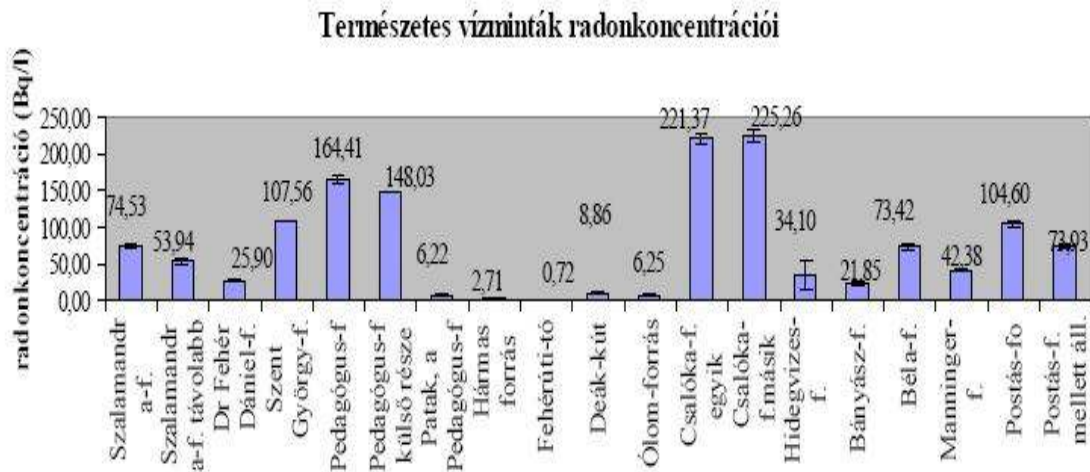
A soproni Csalóka-forrás a Soproni-hegységben, pontosabban az Iker-árokban helyezkedik el. Megközelíthető az Ojtozi fasortól, a piros jelzésű turistaúton, vagy a Pedagógus-forrástól az úgynevezett hullámos nyiladékon. Nevét bizonytalan előtörési helyéről kapta. Az egykor rendezett forrás mára igencsak lehangoló látványt nyújt, a pihenőhely asztalai is csak nyomokban láthatók (FIRBÁS O. 1978).



1. ábra. A Csalóka-forrás elhelyezkedése Óbrennberg és a Harkai-kúp között kb. félúton, piros körrel megjelölve (KISHÁZI P., IVANCSICS J. 1989)

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.

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.



2. ábra. A Soproni-hegység forrásvizeinek radonkoncentrációi egy korábbi felmérés alapján (AROS G. 2003).

A 2. ábrán egy 2003-as felmérés eredménye 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 Sopronban születtem. Érdeklődésemhez hozzájárult továbbá az is, hogy személyesen kötődöm a helyhez, hiszen gyerekkoromban családommal sok alkalommal ezt az erdőt választottuk kirándulásunk célpontjává.

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 folyadékszintillációs spektrometriával, a talajminták levegőbe történő radonkibocsátását radon-kamrás exhaláció-méréssel, 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 egyre nagyobb részét képviseli civilizált társadalmunknak.

A természetes radioaktivitás egyik fő része a kozmikus sugárzásból adódik, ami a világűrben érkezik. Másik csoportja a földkéregben található természetes eredetű radioaktív anyagok, például a különböző ásványokban előforduló urán és a tórium sugárzása. Ezek az elemek egy 4,5 milliárd évvel ezelőtt történt szupernóva robbanásból származnak, de elég hosszú felezési idővel rendelkeznek ahhoz, hogy túl tudják 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 napjainkban is kialakuló izotópok, a trícium ( $^3\text{H}$ ) és a radiokarbon ( $^{14}\text{C}$ ) radioaktivitása. [6]

A ránk ható sugárzás állandó és elkerülhetetlen. A mesterséges és természetes eredetű sugárzás kb. 36%-ért a radon és bomlástermékei a felelősek. A természetes sugárzás évente átlagosan 2,4 mSv/év terhelést jelent minden emberre (KÖTELES GY. 1994).

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 [6]. Számunkra a  $^{238}\text{U}$  a legjelentősebb, annak is egyik leányeleme, a radon ( $^{222}\text{Rn}$ ). Nemesgáz szerkezettel rendelkezik, azaz zárt elektronhéja van, emiatt igen kis mértékben létesít kémiai kötésekkel más atomokkal, kémiailag inaktív. A  $^{222}\text{Rn}$  közvetlenül a rádiumból ( $^{226}\text{Ra}$ ) keletkezik alfa-bomlással. Három izotópja ismert, a

radon ( $^{222}\text{Rn}$ ) a toron ( $^{220}\text{Rn}$ ) és az aktínion ( $^{219}\text{Rn}$ ). 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. A radioaktív bomlás során polónium ( $^{214}\text{Po}$ ) és bizmut ( $^{214}\text{Bi}$ ) 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.  $5 \times 10^{11}$ .

A felszín alatti vizek, így a forrásvizek nem 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 1-500 Bq/l tartományba esnek. Összehasonlításként az EU ajánlása az ivóvíz maximális radontartalmára 100 Bq/l [6].

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 (KÖTELES GY. 1994).

A radon nemesgáz szerkezete miatt könnyen tud mozogni a talajlevegőben, 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 (MTA Atommagkutató Intézet <http://www.atomki.hu/atomki/Radon/Terkepezes.htm>).

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. A  $^{222}\text{Rn}$  diffúziós úthossza szilárd testekben néhány cm-től néhány száz méterig terjedhet (AROS G. 2003)(NAGY H. 2008).

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 (MARX GY.1996). 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.

## A radon egészségügyi hatásai

A radon sok különböző forrásból, például légzésből kerülhet az emberi szervezetbe. Itt nem közvetlenül a radon fejt ki egészségkárosító hatását, hanem annak bomlástermékei, pl.  $^{214}\text{Po}$  és  $^{214}\text{Bi}$ . Egészségkárosító hatásuk kifejtéséhez többféle út vezet. Vagy magát a  $^{222}\text{Rn}$ -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 ember 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 aeroszolon 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 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 sejtté 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 egyenértékdózis 1 mSv) (BORÁROS V. 2006). További negatív hatással vannak a radon bomlástermékei a bőrfelületre, hiszen károsítják a felhám sejtjeit.

### 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 (SPAITS T.-DIVÓS F. 2006). 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. Ezen kőzetekben található ásványokhoz - kvarcok, földpátok, biotit- kötődnek azok a különböző urán- és tóriumvegyületek, amik a Soproni-hegységet érdekessé teszik radiológiai szempontból (SPAITS T.-DIVÓS F. 2006). Régebbi kutatások alatt is találtak már gneisz alapkőzetre épült településeknél magas radonkoncentrációt (AROS G. 2003). A hegységben találhatunk különböző törésvonalakat, amik mentén a radon könnyen a felszínre juthat.

### **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- ausztróalpi takarórendszerének egységébe tartoznak (AROS G. 2003). 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, CO<sub>2</sub>-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 (KISHÁZI P., IVANCSICS J. 1989).

## 4. A mérések leírása

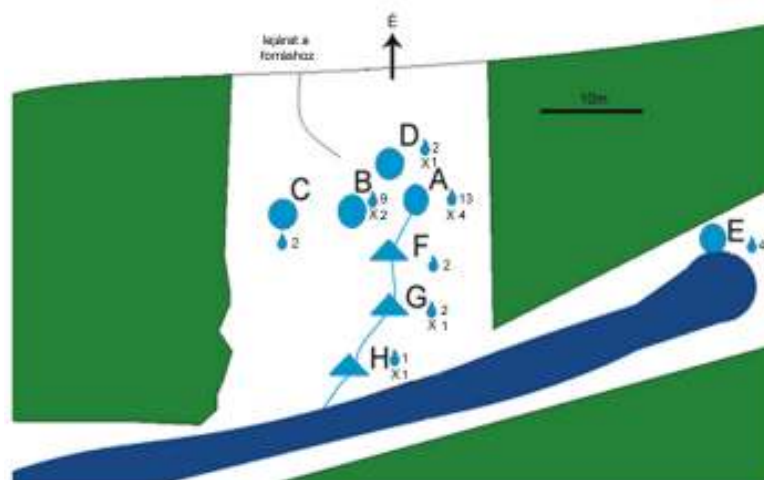
### 4.1. Mintavételi helyszín leírása

A mintákat minden esetben a Soproni- hegységéből, 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 éger és lucfenyő 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  $47,65^\circ$ , keleti hosszúság  $16,55^\circ$ , tengerszint feletti magassága 395méter. A D pont látható legészakabbra.

A 3. 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 körökkel a közvetlenül a talajból felszínre jutó vizeket, háromszöggel, pedig a felszínen lefolyó vizeket jelöltem. Az E pont mutatja azt a nagy dagonyát, amit fentebb említettem.



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

### A mintavételi pontok ismertetése:

A pont: Első látogatásom alkalmával csak ebből a pontból folyt a víz. A mintavételi pont mélysége kb. 10-15 cm. Innen minden alkalommal vettem vízmintát, 4 alkalommal talajmintát, ezek módját 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, 4 m-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. 20 m-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.

## **4.2. Vizek radontartalmának meghatározása**

### **4.2.1. A folyadékszintillációs spektroszkópia**

A technika lényege, hogy olyan szcintilláló anyagot használunk, amelynek részecskéi ionizáló sugárzás hatására gerjesztődnek, magasabb energiaszintre lépnek, majd energiájukat egy fényfelvillanás közben veszítik el. Tehát mindig szükség van egy szcintilláló anyagra, a koktélnak. A koktél jelen esetben egy vízzel nem elegyedő oldat, ezért a küvetében levő folyadék kétfázisú. A koktél három összetevőből áll, oldószerből, primer és szekunder szcintillátorból. A kibocsátott alfa- és béta-részecskék energiájukat ütközés során az oldószerrel 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.

### **4.2.2. A vízmintavétel menete**

A mintákat minden alkalommal egy 10 ml-es fecskendővel vételeztem, ügyelve arra, hogy a minta a lehető legkevesebbet érintkezzen a levegővel, hiszen a radon könnyen kiszökhet a küvetéből, mérésem során pedig már nem kapnék pontos eredményt. Ezután a vizet egy 20 ml-es küvetébe fecskendeztem, ami 10 ml 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 mintákat, elegendő idő telt el ahhoz, hogy beálljon a két fázis között a diffúziós egyensúly. Ennek minden esetben meg kell történnie azelőtt, hogy a mintát a TriCarb 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.

### 4.2.3. A Tri-Carb működése és a mérés menete

A vízminták radontartalmának meghatározásához Tri-Carb 1000 típusú folyadékszintillációs 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. 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  $^{14}\text{C}$  oldattal, majd beállítottam a megfelelő működési paramétereket (protokollt). Ilyen pl. a mérési idő és a fényhozam tartomány (én 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  $^{226}\text{Ra}$  tartalmú vízminták segítségével határoztunk meg, ahol  $CPM$  a percenként detektált elektromos jel,  $c$  a mérés kori koncentráció. Ezek után az exponenciális bomlástörvény alapján kiszámoltam a mintavétel kori aktivitást a  $c(\text{méréskor}) = c(\text{mintavételkor})e^{-\lambda t}$  képlettel.

### 4.3. Talajminták radonkibocsátásának mérése

Vizsgálataim során kétféle exhaláció mérést végeztem. Egyik esetben a talaj, vízbe történő exhalációját vizsgáltam a későbbiekben, a 4.3.2- es fejezetben leírtak alapján, másik esetben pedig a 4.3.4-es fejezetben leírt módon vizsgáltam a talaj radonkibocsátási tulajdonságait a levegőbe. A két mérés eredményeit összevetve célom az, hogy megismerjem a talaj radonkibocsátó képességét, valamint az hogy megtudjam, lehet-e ez a talaj a Csalóka-forrás vize magas radontartalmának eredete.

#### 4.3.1. 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.

#### 4.3.2. Vízbe történő exhaláció mérés menete

A vizsgálatot egy talajmintán (CSF1) hajtottam végre. Kétszer 5 g 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 (5. ábra) első része érvényes, ekkor a meredekségből határozható meg az exhaláció ( $E=m \cdot V/\lambda$ ).  $E$  az exhaláció,  $m$  a meredekség,  $V$  a minta térfogata,  $\lambda$  a bomlási állandó. Második esetben pedig már a telítődés megtörtént, hiszen eltelt 3 hét, ekkor a felfutási görbe rózsaszín vonal mögötti része érvényes. A  $E=c \cdot V$  képletből határozható meg az exhaláció, ahol  $c$  a telítődési koncentráció.

#### 4.3.3. A RAD7 detektor

A talajminták radonkibocsátását laboratóriumi körülmények között radonkamrás vizsgálatokkal végeztem. A radonkamrák henger alakúak, kb. 1,6-2 dm<sup>3</sup> 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 dm<sup>3</sup>, 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, megszűri a zavaró hatásoktól és rendezzi amplitúdó szerint, majd eredményül egy amplitúdó spektrumot ad.

#### 4.3.4. 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,  $\sim 3$  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  $^{218}\text{Po}$  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 [5].  $C_{lev}$  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.

## 4.4. Talajminták rádiumtartalmának meghatározása

### 4.4.1. A mintavétel menete

Ehhez a méréshez a RAD7-tel történő radonkamrás mérés során használt talajmintákat használtam fel, mindegyiket ugyan olyan állapotban, az egész tömeget átmérve. 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  $^{226}\text{Ra}$  aktivitásra voltam kíváncsi.

### 4.4.2. A detektor leírása

A gamma spektroszkópiás méréseket 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  $\mu\text{s}$  alatt történő begyűjtésével. A detektor lineáris méretei: 5 cm magasság, 5 cm átmérő [5]. 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  $\gamma$ -sugárzást, így kiküszöböli a zavaró határsokat.

A HPGe detektor nagyfeszültségre van kapcsolva, kb. 4000 V-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 folyna 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,  $-96^\circ\text{C}$ . 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.

#### 4.4.3. A mérés menete

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

A minta aktivitásának kiszámolásához egy Spill nevű program áll rendelkezésünkre, ami a  $A = \frac{Cs_m / T_m - H / T_h}{\varepsilon \eta} = \frac{I}{\varepsilon \eta}$  következő képlettel számol, ahol  $A$  a minta aktivitása,  $I$  a nettó intenzitás,  $\varepsilon$  a gamma-foton keletkezésének csatornaaránya (valószínűség/bomlás),  $\eta$  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 háttér három napig vettük fel úgy, hogy a minta helyét üresen hagytuk. 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 100 keV-2800 MeV 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 hatásfokot Monte Carlo szimulációval számoltam ki úgy, hogy a minta átlagrendszerét 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.

Az aktivitás kiszámolására az  $A = \frac{N}{\eta \cdot I \cdot t}$  képletet használtam, ahol  $A$  az aktivitás,  $N$  a csatornaszám,  $\eta$  a hatásfok,  $I$  az intenzitás,  $t$  a mérési idő.

A  $^{226}\text{Ra}$  aktivitásának kiszámolásánál sajnos számolnunk kell egy problémával. A 186 keV-es energián nemcsak a  $^{226}\text{Ra}$  0,0328 relatív intenzitású gamma-vonala jelenik meg, hanem a  $^{235}\text{U}$  bomlásának egy nagyon valószínű gamma-sugárzása is, 0,5724 relatív intenzitással. A minta  $^{235}\text{U}$ -tartalmát meghatározhatjuk egy másik csúcs

területéből, a 143 keV energián 43%-os valószínűséggel megjelenő gamma-fotonok alapján. Ehelyett, mi feltételeztük a rádium és az urán közötti radioaktív egyensúly fennállását. Ezen feltételezés használatával az uránból származó járulékot korrigálhatjuk egy másik (5,05%) relatív intenzitás használatával. A korrigált relatív intenzitás használatával valójában az összes területből kivonjuk az urából származó területet.

#### **4.5. A talaj porozitásának meghatározása**

A talaj porozitásának mérése nehéz feladatnak bizonyult. A talajminták ugyanis kavicsos összetételűek voltak. A porozitás standard meghatározása helyett kétféle mérést végeztem. Egyik módszerrel a talajminták Arany-féle kötöttségi számát, másikkal a talaj higroszkóposágát határoztam meg. Ebből meghatároztam a talaj fizikai féleségét, amiből megbecsültem a porozitást.

Mivel ez csak egy becsült intervallumot eredményez, végeztünk egy egyszerű mérést is, hogy egy konkrét értéket kapjunk a forrás területén elhelyezkedő talaj felső rétegének porozitására.

##### **4.5.1. A mintavétel menete**

A mintavételhez ún. lumineszcens mintavevőket használtam, amit az ELTE-TTK Környezet és Tájföldrajzi Tanszékétől kaptam kölcsön. Ezekkel a forrás területén két talajszintből vettem mintákat, minden rétegből hármat. A mintavevők ismert térfogatú fém hengerek, amiket egy rájuk illeszkedő fejjel együtt, kalapáccsal ütöttem le a földre. Ezzel a fejjel könnyen ki tudtam húzni a bolygatatlan talajmintát, majd a cső két végét lezártam és a tanszékre szállítottam. A mintákat CSP1/1; CSP1/2; stb. névvel láttam el. Azok a minták, amik CSP1/-rel vannak jelölve, a felső talajrétegből származnak, a CSP2/-rel ellátottak pedig az alsóból.

A másik, egyszerű méréshez egy műanyag hengerrel vételeztem mintát, aminek térfogatát a laboratóriumban később mértük meg.

#### 4.5.2. A mérés menete

##### Arany-féle kötöttségi szám meghatározása:

Az Arany-féle kötöttségi szám az a 100 g légszáraz talajra vonatkoztatott vízmennyiség, amelyet a talaj a képlékenységi és a hígfolyóssági határára tartalmaz (BELLÚR P.-VARJÚ P. 1986). Értéke a talaj eliszapolható frakciójának mennyiségétől függ, ezért használható a talajok fizikai féleségének meghatározására.

A talajmintákat mozsárban összetörtem, táramérlegesen kimértem belőle bizonyos mennyiséget, leszártam finom szemű szitán, majd bürettából állandó kevergetés közben desztillált vizet csepegtettem hozzá egészen addig, míg a talaj a képlékenységi és a hígfolyóssági határáig nem jutott. Ekkor a talajpép teljesen átnedvesedett és adta a fonálpróbát, ami azt jelenti, hogy a mintából hirtelen kirántjuk a keverőt és ekkor a mintán keletkező talajkúp hegye lehajlik (ez alól kivételt jelentenek a nagyon kavicsos talajok).

A kiértékeléshez a  $K_A = 100 \cdot \frac{V}{m}$  összefüggést használtam, ahol  $K_A$  a kötöttségi szám,  $V$  a fogyott víz térfogata ml-ben,  $m$  a bemért talaj tömege g-ban.

##### A talaj higroszkóposságának meghatározása:

A talaj azon tulajdonságát, hogy a levegőből nedvességet köt meg, a talaj higroszkóposságának nevezzük (BELLÚR P.-VARJÚ P. 1986).

A csiszolt fedelű mérlegedényeket 105°C-on tömegállandóságig szárítottam, majd CaCl<sub>2</sub>-os exsziátorban lehűtöttem és analitikai mérlegesen megmértem a tömegüket. Ez az első számú mérés (*m1*).

A mérlegedényt kb. félig megtöltöttem az előzőekben összetört talajmintákkal, majd ezeknek is megmértem a tömegét, ez a második számú mérés (*m2*).

A mintákat ezután nyitott fedővel H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>-ot tartalmazó vákuumexziátorba helyeztem, majd kb. 5 nap elteltével zárt fedővel megmértem a tömegüket. Ez a harmadik számú mérés (*m3*).

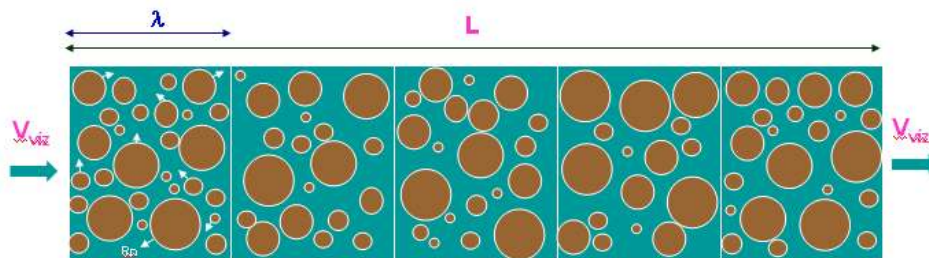
A mérlegedényeket nyitott fedővel 105°C-on tömegállandóságig szárítottam, majd zárt fedővel CaCl<sub>2</sub>-os exsziátorban hűtöttem, ezután mértem meg a tömegeket. Ez a negyedik számú mérés (*m4*).

Az egyszerű mérés a porozitás meghatározásához:

A fenti mérések a porozitás értékét csak egy széles tartományban helyezik el, ezért megpróbáltunk egy egyszerűsített, de mégis jobban számszerűsíthető mérést végezni. A talajmintát a mintavételező műanyag hengerből egy üveg mérőhengerbe töltöttük át óvatosan, miközben a talaj megbolygatódott egy kicsit. Feltételezzük, hogy ez kisebb, mint 10% változást okozott a porozításban. A mérőhengerben leolvastuk a bemért minta és a szemcsék közti levegő összes térfogatát ( $V_1$ ), majd lassan vízzel feltöltöttük a talaj szintje feletti jól mérhető jelzésig. Ekkor a víz kitöltötte a pórusokat, és  $V_2$  térfogatú víz fogyott.  $V_2=53,4$  ml volt, és a hengerben a meniszkusz  $V_3=120$  cm<sup>3</sup>-en állt. Ekkor a talajminta magassága a hengerben 100 cm<sup>3</sup> volt. Ezután, egy hét elteltével vizsgáltuk meg a hengerben levő talajmintát és azt tapasztaltuk, hogy a minta  $V_1'=95$  cm<sup>3</sup>-es magasságban áll, vagyis tömődött saját súlya alatt.  $V_{pórus}=V_2-V_1'$ ,  $V_{összes}=V_1'$

Több bizonytalanság is tartozik ehhez a méréshez. A talajmintát több bolygatás is érthette, ez már a szállítás során is bekövetkezhetett, valamint a mérőhengerbe való áthelyezésnél is érthette bolygatás, aminek során vagy tömődött a minta, vagy megnöttek a pórusok.

## 5. Egyszerű modell a talajvíz radontartalmának magyarázatára



4. ábra. Az egyszerű modell

Mielőtt a mérési eredmények bemutatását elkezdeném, bemutatok egy egyszerű modellt, amivel az eredményeket értelmezni fogom.

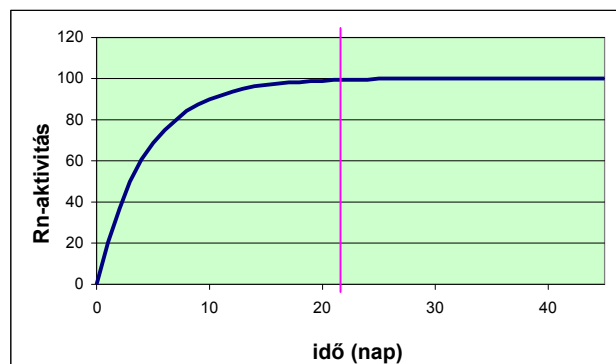
A talajszemcsék exhalációjának ismeretében meg lehet becsülni egy egyszerű modellben, hogy a talajt természetes környezetben körülvevő víznek mekkora lesz a radonkoncentrációja. Ezzel a forrásvíz mért radonkoncentrációját becsüljük meg, és így a talajszemcsék exhalációjának mérésével meg tudjuk vizsgálni,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



5. ábra. A radontartalom növekedése az idő folyamán homogén talajban [6]

Az 5. 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  $\tau$ -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 differenciálegyenletről lehet megkapni, ami teljesen analóg a levegőben felhalmozódó radon mennyiségét leíró egyenletekkel a lezárt radonkamrás mérések esetén [6].

A 4. ábrán egy  $L$  hosszúságú talaj látható, aminek szemcséi között  $v$  sebességű víz áramlik. Ezzel közelítjük a víz áramlását a talajban. A víz egy talajcellában  $\Delta t = \lambda/v$  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 5. ábrán bemutatott görbe szerint növekszik az

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

összefüggés alapján.

A képlet alapján megbecsülhetjük a talaj szemcséi között elhelyezkedő víz radonkoncentrációját. Az aktivitás-koncentráció az aktivitás és a víz térfogatának hányadosa.  $c = A/V_v = E(1 - \exp(-\lambda t))/(pV) = E\tau/(pV)$ . 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  $m_r$ -mel jelöljük.

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

A két speciálisan a talajcellára jellemző tulajdonság  $m_r$  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 26 %-nak vesszük. Az időfaktor kérdése nehezen megbecsülhető. A fenti képletben  $\tau$  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

elképzeltető, hogy a felszínen lévő talaj tényleg általános érvényű, és ez magyarázza is a forrásvíz radontartalmát. Ellenkező esetben pedig, ha  $c_{max}$  kisebb, mint a mért radontartalom, keresni kell valami más radonforrást, például mélyebb rétegek magasabb radonexhalációjú rétegét.

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

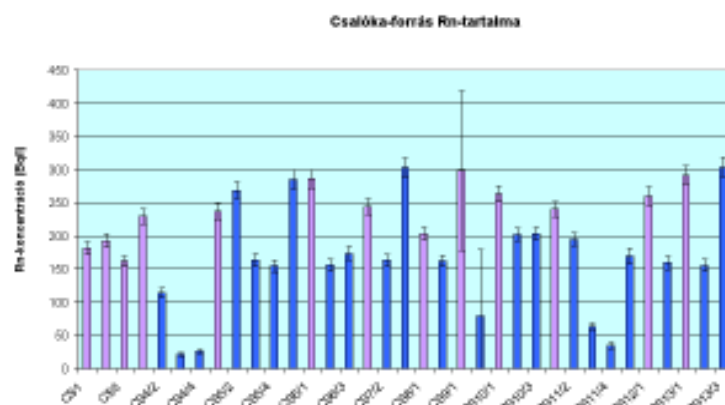
- a rendszer homogén
- a víz egyenletes sebességgel áramlik a talajban
- a talaj minden része egyenlő radonexhalációval rendelkezik

## 6. A mérések eredményei

### 6.1. Vízminták mérési eredményei

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

A következő ábrán (6. 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 napban végeztem az ELTE épületének nyári zárva tartása miatt, hanem később.



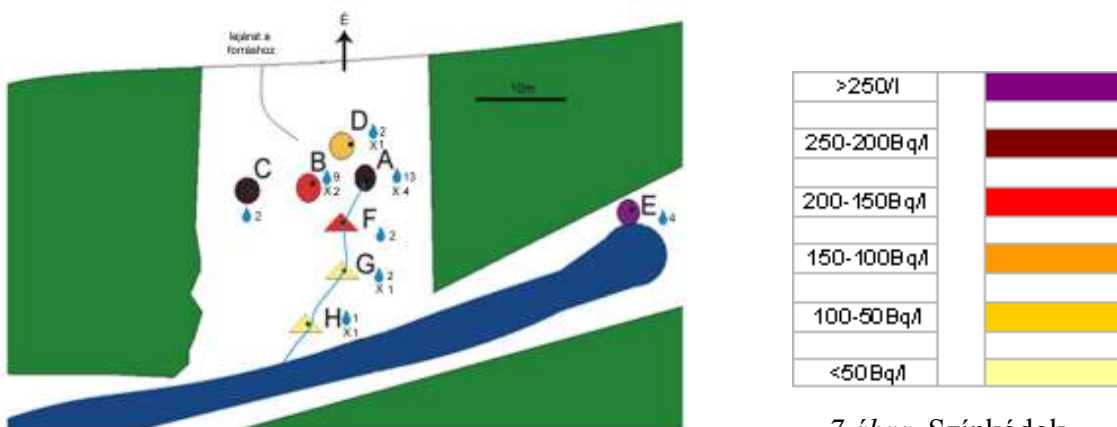
6. ábra. A Csalóka-forrás területéről származó összes vízminta radonkoncentrációja

### 6.1.1. A forrás radontartalmának helyfüggése:

Készítettem egy újabb egyszerű térképet (8. ábra) arról, hogy a Csalóka-forrás környékén található mintavételi pontokból vett minták mekkora átlagos koncentrációt mutatnak. Ezeket az értékeket mutatom be színek alapján (7. ábra).

Az egyes pontokban mért átlagos koncentrációk:

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

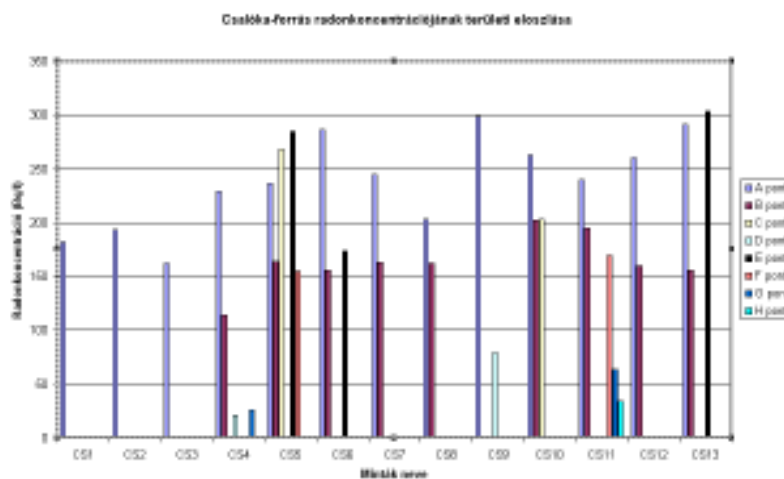


7. ábra. Színek

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

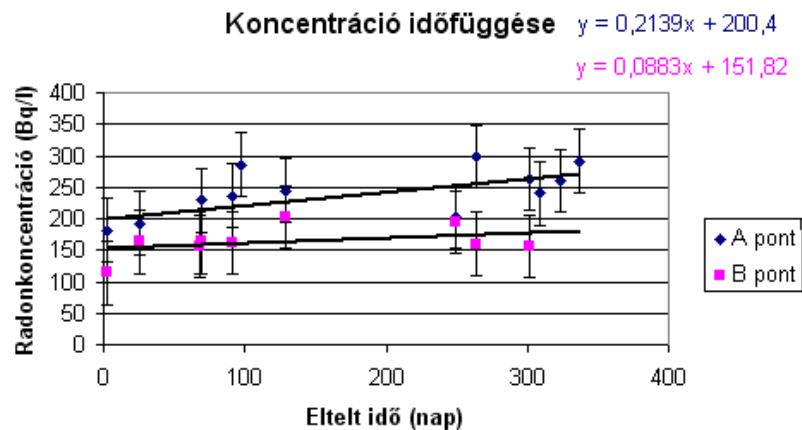
Valójában csak az A, B és E pontokból vonhatunk le pontosabb következtetéseket, hiszen ezekből származó minták koncentrációját mértem meg legalább háromszor, a többit legfeljebb kétszer.

A 9. ábrán az egyes pontokhoz tartozó radonkoncentráció értékeket láthatjuk. Egy színhez egy mintavételezési pont tartozik.



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

### 6.1.2. A radonkoncentrációk időfüggése:



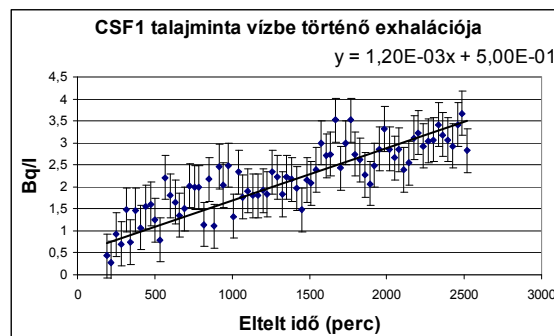
10. ábra. A Csalóka-forrás A és B mintavételi pontjában mért radonkoncentrációk időfüggése

A 10. 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 küvettát (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)



11. ábra. A mintában levő radonkoncentráció időbeni növekedése

A 11. ábra  $x$  tengelyén a mérés kezdete óta eltelt időt ábrázoltam, az  $y$  tengelyen pedig a radonkoncentráció látható.

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

Az  $m=E*\lambda/V$  képletből 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/percnek 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. Az 1. 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

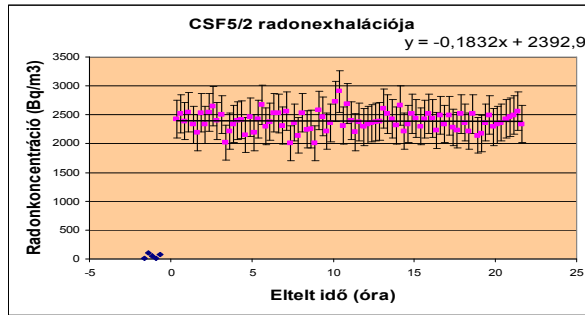
1. táblázat. CSF1 talajminta telítődési koncentrációja

A telítődési koncentrációk átlagát vettem, ami  $c=10,3$  Bq/l. Az  $E=c*V$  képlet alapján kiszámoltam az exhaláció értékét, ami 0,051 1/s. A minta térfogata a küvetébe 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 12. ábrán példaként látható a CSF5/2-es számú talajminta eredménye. Kékkel a mérés helyszínéről szolgáló labor levegőjének radonkoncentrációja látható, ez a háttér. Az  $x$  tengelyen a mérés kezdete óta eltelt idő, az  $y$  tengelyen a radonkoncentráció látható Bq/m<sup>3</sup> egységben. Az ábrán látható az egyenes egyenlete is, amiről leolvasható a kezdeti koncentráció (2392 Bq/m<sup>3</sup>).



12. ábra CSF5/2 talajminta exhalációja Bq/m<sup>3</sup>-ben

Ahogy azt a 4.3.4. fejezetben említettem, a kiértékelést excel táblázatban végeztem. Az eredmények a 2. 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

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

A 2. 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 pórusszerkezet, a minta kezelésekor mesterségesen összetöredezhet a minta (ez növeli a mért exhalációt). Továbbá felfigyeltem néhány mérésben arra, hogy esetleg a radonkamra eresztett (ez csökkenti a mért exhalációt). Ezt onnan láttam, hogy a 12. 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:

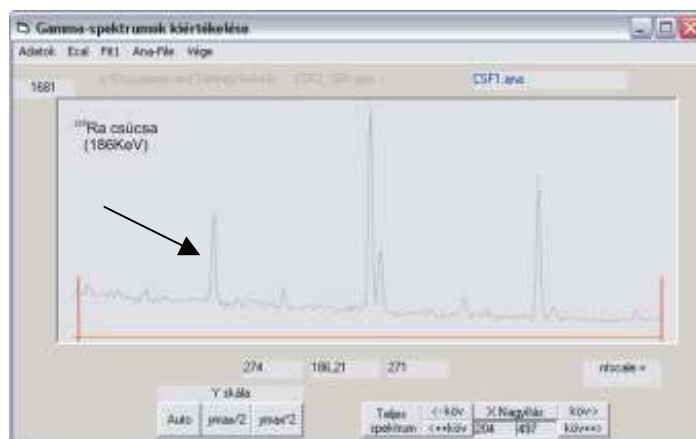
Az egyszerű modellt felhasználva, a  $C_{max}=(M*\rho)/P$  képlettel megbecsülhető a talaj szemcséi között elhelyezkedő víz maximális radonkoncentrációja (porozitás eredményét a 6.4 alfejezetben részletezem). A négy darab A mintavételi pontból származó minta (CSF1; CSF2; CSF4; CSF5/1) becsült koncentrációinak átlaga (~83 Bq/l).

Talajminta neve	(M) Fajlagos exhaláció (Bq/kg)	maximális koncentráció ( $C_{max}=M*\rho/P$ ) (Bq/l)
CSF1	15,11	133,64
CSF2	6,08	53,79
CSF4	9,34	82,58
CSF5/1	7,02	62,09
		átlag = 83

3. táblázat. Az egyszerű modell alapján becsült radonkoncentrációk az A mérési pontnál

### 6.3. Gamma-spektroszkópiás eredmények

Gamma- spektroszkópiás mérésekkel a talaj  $^{226}\text{Ra}$ -tartalmát határoztam meg. Példaként a CSF1 talajminta gamma spektrumát mutatom be a 13. ábrán.



13. ábra. Gamma-spektrumok kiértékelésére használt program (Spill3.4)

Minta neve	Csúcsterület	Bizonytalanság	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

4. táblázat. Gamma-spektroszkópiás mérések eredményei

A 4. 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, 5. táblázatban az exhalációs együtthatókat ( $\varepsilon$ ) mutatom be, amit az  $E=A \cdot \varepsilon$  képlet definiál.

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

5. táblázat. Exhalációs együtthatók

#### 6.4. A porozitásmérés eredményei

A talajminták Arany-féle kötöttségi számából és higroszkóposságának meghatározásából megtudhatjuk a talaj fizikai féleségét, amiből pedig már levonhatunk egy általános következtetést, miszerint az egyes talajféléknek mekkora az átlagos porozitása. A közvetlen porozitás mérést is el lehetett volna végezni, de a számomra rendelkezésre álló mintavevők térfogata túl nagy volt. Nem tudtam leütni a megfelelő mélységig, mert erősen kavicsos rétegbe ütköztem.

Az Arany-féle kötöttségi szám meghatározásának módszerét elvégeztem a 6 mintára, de a fonalpróba nem volt sikeres, ezért valós  $K_A$  értéket nem tudtam meghatározni. A CSP1 mintákra 50-70, a CSP2 mintákra 34-39 közé esett a méréseink

eredménye. A higroszkóposág meghatározásának eredményeit az alábbi táblázatban foglaltam össze:

Minta neve	1. mérés (g)	2. mérés (g)	3. mérés (g)	4. mérés (g)	hy %	talaj félesége
CSP1/1	30,1	31,9	31,9	31,9	1,24	homokos vályog
CSP1/2	27,2	29,5	29,5	29,5	1,02	homokos vályog
CSP1/3	27,1	30,7	30,7	30,7	1,12	homokos vályog
CSP2/1	29,8	34,3	34,3	34,3	1,04	homokos vályog
CSP2/2	28,4	32,1	32,1	32,1	0,69	homok
CSP2/3	24,6	32,9	32,9	32,8	0,66	homok

6. táblázat. Higroszkóposág

A táblázat 6. oszlopában látszik a higroszkóposág értéke %-ban, amit a  $hy\% = 100 \cdot \frac{m_3 - m_4}{m_4 - m_1}$  összefüggésből számoltam, az utolsó oszlop pedig az ebből következtetett fizikai féleséget mutatja be.

## 7. Diskusszió

### 7.1. Vízminták radonkoncentrációinak hely- és időfüggése

A 9. 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 8. 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 10. 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. A vizsgált talajok radonexhalációja**

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.

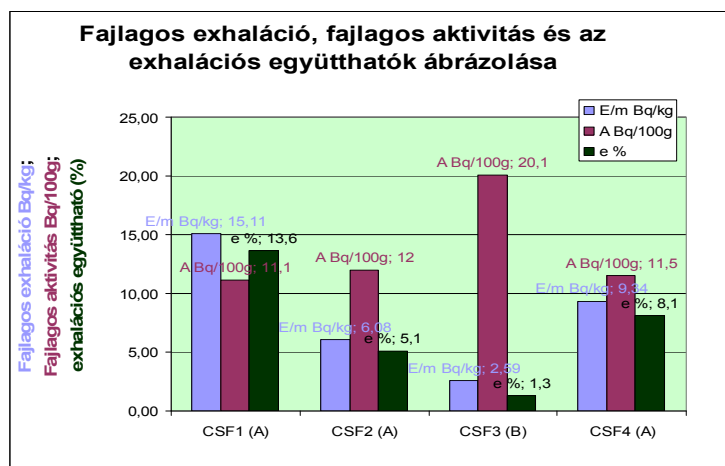
A levegőbe történő radonexhaláció az A mintavételi pontra vonatkoztatva  $M_{\text{átlag}}=9,35\pm 1$  Bq/kg (csak statisztikus hiba), ez már az A pontban több mélységből származó exhalációk átlaga.

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 végeztem 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 megállapítottam, hogy a szemcséi között elhelyezkedő vízben a megmintázott talajból származó radonkoncentráció becsült értéke 83Bq/l (3. táblázat), ez alacsonyabb a forrásvízben mért átlagos radonkoncentrációnál, de annak 40%-a. Az A mintavételi pontnál a radonkoncentráció 200-250 Bq/l tartományba esik (8.ábra), így az eredmény az egyszerű modellben bemutatottak szerint az, hogy a talaj lehet a Csalóka-forrás magas radontartalmának eredete, azonban ez nem magyarázza a forrás összes radontartalmát. Így keresni kell valami más radonforrást is, például mélyebb rétegek magasabb radonexhalációjú rétegeit.

### 7.3. A talajminták rádiumtartalma

A levegőbe történő fajlagos exhalációt két tényező határozza meg az  $E=A*\epsilon$  összefüggés alapján: a fajlagos aktivitás ( $A$ ) és az exhalációs együttható ( $\epsilon$ ).



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

A mért fajlagos aktivitások 100-200 Bq/kg közé esnek a 4. táblázat alapján, ez lehet egy oka a forrás magas radontartalmának, hiszen a fajlagos aktivitás világátlaga: ~25-26 Bq/kg.

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

#### 7.4. A porozitás

A talaj fizikai félesége	KA	hy %
durva homok	25>	0-0,5
homok	25-30	0,5-1
homokos vályog	30-37	1-2
vályog	37-42	2-3,5
agyagos vályog	42-50	3,5-5
agyagos vályog	50-60	5-6
nehéz agyag	60<	6<

7. táblázat. A fizikai féleség meghatározásához használt táblázat

(BELLÚR P.-VARJÚ P. 1986)

A 7. táblázat alapján a higroszkóposság meghatározásával megállapítottam, hogy a forrás környékén levő talaj fizikai félesége homokos vályog, amiről tudjuk, hogy porozitása 20-38 %-ig változik (PÉCSI M. 1993).

## 8. Összefoglalás

35 vízmintát 13 alkalommal folyadékszcintillációs spektroszkópiával vizsgáltam. Megállapítható, hogy a Csalóka-forrásban **magas és időben közel állandó** a radonkoncentráció, az A mintavételi pontban kis növekedési tendenciát tapasztaltam (kb. 30% egy év alatt). A dolgozatban megvizsgáltam, hogy lehet-e a talaj felső rétege ennek a radontartalomnak a forrása.

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

A levegőbe történő radonkibocsátási képessége a CSF1 talajmintának bizonytalanságon belül **azonos**, mint a vízbe történő kibocsátás képessége.

A talaj rádiumtartalma ~136 Bq/kg, a világlátnál (kb. 25 Bq/kg) ötször nagyobb. Ez lehet az **egyik oka** a magas radontartalomnak.

A talaj exhalációs együtthatója ~2-14% között található, ami átlagos érték.

Egy egyszerű modell alapján meghatároztam azt a radontartalmat, amit ez a talaj képes létrehozni a pórusai között. Ennek maximumát a  $c_{max}=M*\rho/P$  összefüggés alapján számoltam ki. Az A mintavételi pont talajaiból származó maximális radontartalomra kb. 83 Bq/l-t kaptam. Ez a becsült radonkoncentráció kisebb, mint a forrásvízben mért radonkoncentrációk (200-250 Bq/l).

Mindezek alapján azt állapítottam meg, hogy a **talaj lehet a Csalóka-forrás magas radontartalmának egyik, számottevő 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] ÁDÁNY T 2005: Felszín alatti vizek radontartalma és a földtani szerkezet összefüggéseinek vizsgálata a Balaton északi partján. – szakdolgozat, ELTE-TTK Atomfizikai Tanszék és Alkalmazott és Környezetföldtani Tanszék
- [2] AROS G. 2003: A természetes radioaktivitás vizsgálata a Soproni-hegységben - szakdolgozat – ELTE-TTK Atomfizikai Tanszék
- [3] BEDE B. 2005: A Baranya megyei felszín alatti vizek radontartalmának feltérképezése. - szakdolgozat, ELTE-TTK Atomfizikai Tanszék és Alkalmazott és Környezetföldtani Tanszék
- [4] BELLÚR P.- VARJÚ P. 1986: Talajvizsgáló módszerek kézirat – Termőhelyismerettan gyakorlat I. pp. 33-37
- [5] BORÁROS V. 2006: A permiai vörös homokkő radonkibocsátásának vizsgálata a Balaton-felvidéken. - szakdolgozat, ELTE-TTK Atomfizikai Tanszék
- [6] ELTE TTK, Atomfizikai Tanszék Környezetfizika Laboratóriumi Gyakorlat, TAU, LEV mérés leírás, <http://ludens.elte.hu/~akos/kt/kfmeresek.html>
- [7] ELTE TTK, Atomfizikai Tanszék Sugárzások Fizikája Laboratóriumi Gyakorlat, REX mérés leírás, <http://ludens.elte.hu/~akos/sflab>
- [8] FIRBÁS O. 1978: A soproni hegyvidék vízrendszerének vizsgálata, - Szakmérnöki diplomatervezés, Erdészeti és Faipari Egyetem Környezetvédelem és Tájrendezés- Szakmérnöki Tagozat
- [9] KISHÁZI P., IVANCSICS J. 1989: A Soproni gneisz formáció genetikai közzettana. - *Földtani közlöny* 119. pp. 153-166.
- [10] KÖTELES GY. 1994: Radon a környezetünkben. *Fizikai Szemle* 1994/6,:
- [11] MARX GY. 1996: Atommag közelben Mozaik Oktatási Stúdió, Szeged
- [12] MTA Atommagkutató Intézet <http://www.atomki.hu/atomki/Radon/Terkepezes.htm>
- [13] NAGY H. 2006: Természetes radioaktivitás vizsgálata Kővágószőlőn -TDK-dolgozat ELTE-TTK Atomfizikai Tanszék és Kőzettan és Geokémiai Tanszék
- [14] NAGY H. 2008: Környezettudományi vizsgálatok az egykori mecseki uránbánya környékén - TDK dolgozat, ELTE-TTK Atomfizikai Tanszék és Kőzettan és Geokémiai Tanszék
- [15] PÉCSI M. 1993: Negyedkor és löszkutatás. – *Akadémiai Kiadó*, Budapest. 374 p.
- [16] SPAITS T.-DIVÓS F. 2006, A soproni Nándor magaslat környéki lakóházak radon-koncentrációjának vizsgálata, III. *Magyar Radon Fórum Kiadványa*, Pannon Egyetemi Kiadó, 112. p.