



1949

**A radon tér- és időbeli változása okainak  
meghatározása magyarországi és erdélyi mofetták  
légterében**

Egyetemi doktori (PhD) értekezés

**Sóki Erzsébet**

Témavezető:  
Dr. Csige István

DEBRECENI EGYETEM  
Természettudományi és Informatikai Doktori Tanács  
Fizikai Tudományok Doktori Iskola  
Debrecen, 2020

Készült  
A Debreceni Egyetem  
Fizikai Tudományok Doktori Iskolájának  
Fizikai módszerek interdiszciplináris kutatásokban programja  
keretében az Atommagkutató Intézetben (Atomki)

*Ezen értekezést a Debreceni Egyetem Természettudományi és Informatikai Doktori Tanács Fizikai Tudományok Doktori Iskola Fizikai módszerek interdiszciplináris kutatásokban programja keretében készítettem a Debreceni Egyetem természettudományi doktori (PhD) fokozatának elnyerése céljából.*

*Nyilatkozom arról, hogy a tézisekben leírt eredmények nem képezik más PhD disszertáció részét.*

*Debrecen, 2020. ....*

*Sóki Erzsébet  
doktorjelölt*

*Tanúsítom, hogy Sóki Erzsébet doktorjelölt 2014 - 2020 között a fent megnevezett Doktori Iskola Fizikai módszerek interdiszciplináris kutatásokban programjának keretében irányításommal végezte munkáját. Az értekezésben foglalt eredményekhez a jelölt önálló alkotó tevékenységével meghatározóan hozzájárult. Nyilatkozom továbbá arról, hogy a tézisekben leírt eredmények nem képezik más PhD disszertáció részét.*

*Az értekezés elfogadását javasolom.*

*Debrecen, 2020. ....*

*Dr. Csige István  
témavezető*



**A radon tér- és időbeli változása okainak  
meghatározása magyarországi és erdélyi mofetták  
légtérében**

Értekezés a doktori (Ph.D.) fokozat megszerzése érdekében  
a fizikai tudományágban

Írta: **Sóki Erzsébet** okleveles környezetkutató

Készült a Debreceni Egyetem Fizikai Tudományok Doktori Iskolája  
Fizikai módszerek interdiszciplináris kutatásokban programja  
keretében

Témavezető: Dr. Csige István

A doktori szigorlati bizottság:

elnök:	Dr. Sailer Kornél	.....
tagok:	Dr. Horváth Ákos	.....
	Dr. Papp Zoltán	.....

A doktori szigorlat időpontja: 2018. november 30.

Az értekezés bírálói:

Dr.	.....	.....
Dr.	.....	.....

A bírálóbizottság:

elnök:	Dr.	.....	.....
tagok:	Dr.	.....	.....
	Dr.	.....	.....
	Dr.	.....	.....
	Dr.	.....	.....

Az értekezés védésének időpontja: 2021. ....



# Tartalomjegyzék

<b>Bevezetés .....</b>	<b>1</b>
<b>1. Irodalmi áttekintés .....</b>	<b>3</b>
<b>1.1. Radon a környezetben .....</b>	<b>3</b>
1.1.1. A radon keletkezése és transzportja.....	4
1.1.2. A radon, mint természetes nyomjelző.....	11
1.1.3. A radon egészségügyi hatásai .....	13
<b>1.2. Mofetták, szén-dioxid fürdők.....</b>	<b>17</b>
1.2.1. A szén körforgása.....	17
1.2.2. A geológiai szénciklus .....	20
1.2.3. Vulkanári utóműködések, mofetták .....	22
1.2.4. Szén-dioxid szárazfürdők .....	25
<b>2. Mérési helyszínek bemutatása.....</b>	<b>28</b>
<b>2.1. Kovászna és vidékének földtani viszonyai .....</b>	<b>28</b>
<b>2.2. Mátraderecske és környékének geológiája .....</b>	<b>31</b>
<b>3. Vizsgálati módszerek .....</b>	<b>33</b>
<b>3.1. Mérési módszerek .....</b>	<b>33</b>
3.1.1. Maratott-nyomdetektoros radonmérések .....	33
3.1.2. AlphaGUARD PQ2000 radonmonitor.....	36
3.1.3. Dataqua típusú félvezető-detektoros radonmérő műszer .....	37
<b>3.2. Modellszámítások.....</b>	<b>38</b>
<b>4. Eredmények .....</b>	<b>41</b>
<b>4.1. Radon a kovásznai mofettákban .....</b>	<b>44</b>
4.1.1. Szívkórházi mofetta .....	44

4.1.2. Pokolsár .....	48
4.1.3. Bardócz- és Bene-mofetta .....	59
<b>4.2. Radon a mátraderecskei mofettában .....</b>	<b>66</b>
4.2.1. Radon a medencehelyiségekben .....	68
4.2.2. Radon a mátraderecskei Mofetta egyéb helyiségeiben .....	80
<b>5. Összefoglalás .....</b>	<b>83</b>
<b>6. Summary .....</b>	<b>88</b>
<b>7. Köszönetnyilvánítás .....</b>	<b>93</b>
<b>8. Publikációs jegyzék .....</b>	<b>94</b>
<b>9. Irodalomjegyzék .....</b>	<b>97</b>



## Bevezetés

Az alacsony hőmérsékletű (< 100 °C), főként szén-dioxidot tartalmazó gázfeltörést, valamint a rá telepített gázfürdőt egyaránt mofettának nevezzük. A többnyire utóvulkáni tevékenységhez köthető jelenség igen gyakori a Kárpát-Pannon térségben, különösen Erdélyben, a Hargita hegyvonulatának déli részén található Csomád-hegység környezetében, ugyanakkor magyarországi példák is jól ismertek, kiváltképp Mátraderecske és Parádfürdő esetében.

A száraz szén-dioxid gázszivárgásokra alapozva fürdőhelyek jöttek létre, ahol elsősorban érszűkületes betegeket kezelnek a természetes eredetű gázokat egy medencében összegyűjtve, amelyben a betegek egy 1-2 hetes terápiás kúra keretében napi kb. fél órát töltenek el. A szén-dioxid mellett egyéb gázok is előfordulnak a gázelegyben, így megtalálható benne az urán 238-as izotóp bomlási sorában a földkéregben keletkező radon gáz is. A radon egyrészt kiváló természetes eredetű nyomjelzője a mofettagázok transzportjának, másrészt a szén-dioxidos szárazfürdőkben szolgálatot teljesítő személyzet szempontjából egészségügyi kockázati tényezőt is jelenthet.

Doktori kutatásom fő célja a radon gáz természetes mofettákban, valamint terápiás célból épített szén-dioxid szárazfürdőkben való előfordulásának, térbeli és időbeli változásainak vizsgálata, a mofettagázok transzportját meghatározó felszín alatti gázdinamikai törvényszerűségek felderítése. Ennek érdekében mind integráló típusú maratottnyom-detektoros, mind az

időbeli változások mérésére alkalmas ionizációs-kamrás és félvezető detektoros módszereket alkalmaztunk. Célul tűztem ki, hogy viszonylag egyszerű matematikai modellek felhasználásával elméleti úton is meghatározzam a  $^{222}\text{Rn}$ -aktivitáskoncentráció tér- és időbeli változásait. Továbbá, hogy összevessem a kísérletileg mért adatokat a modellszámítások eredményeivel a mofettagázok és benne a radon gáz transzportját jellemző paraméterek értékeinek becslése céljából.

A dolgozatom szerkezete a következő: A Bevezetés utáni fejezetben összefoglalom a radonra, és a mofettákra vonatkozó irodalmi ismereteket. A harmadik fejezetben bemutatom az alkalmazott mérési módszereket és a modellszámításokhoz használt modellt. A negyedik fejezet tartalmazza a doktori munkám során kapott mérési eredményeket, illetve azok összevetését a modellszámítások eredményeivel és ezek értelmezését. A dolgozatot magyar és angol nyelvű összegzés zárja.

# 1. Irodalmi áttekintés

## 1.1. Radon a környezetben

A radon szintelen, szagtalan nemesgáz. Molekulája egyatomos, vegyértéke zéró, sűrűsége  $9,73 \text{ g/cm}^3$ , amely a levegőhöz mérten több mint hétszer nagyobb. A radon vízben csak kevésbé, míg szerves oldószerekben jobban oldódik. Nemesgáz lévén nem alkot vegyületeket, ennek tulajdonítható rendkívüli mozgékonyasága (Bányász és Mócsy, 2005). A földkérgi eredetű radionuklidok három bomlási sorának mindegyikében megtalálható (I. táblázat) a radon egy-egy izotópja (Köteles, 1994).

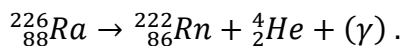
**I. táblázat** A természetes bomlási sorok radon izotópokkal kapcsolatos néhány jellemzője (Cothorn és Smith, 1987 alapján)

Bomlási sor	Urán	Tórium	Aktínium
Kiindulási elem és felezési ideje	$^{238}\text{U}$ 4,5*10 <sup>9</sup> év	$^{232}\text{Th}$ 1,39*10 <sup>10</sup> év	$^{235}\text{U}$ 7,13*10 <sup>8</sup> év
Rádium anyaelem és felezési ideje	$^{226}\text{Ra}$ 1622 év	$^{224}\text{Ra}$ 3,64 nap	$^{223}\text{Ra}$ 11,4 nap
Radon izotóp és felezési ideje	$^{222}\text{Rn}$ (radon) 3,82 nap	$^{220}\text{Rn}$ (toron) 55,6 s	$^{219}\text{Rn}$ (aktinon) 3,9 s
Stabil végmag	$^{206}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}$

Az egyes izotópok (természetes környezetbeli) előfordulási gyakorisága részben a felezési idejüktől függ. A három izotóp közül - környezetvédelmi és közegészségügyi szempontból - a radon hatása a legjelentősebb. Ugyanis az aktinon mennyisége igen rövid felezési ideje, valamint anyaelemének kis relatív gyakorisága miatt ( $^{235}\text{U}/^{238}\text{U}=0,00725$ ) elhanyagolható. A toron esetében az anyaelem előfordulási aránya számottevő, de a felezési ideje rövid. Így a sugárterheléshez való hozzájárulása csak akkor jelentős, ha a kőzet, talaj, vagy az építőanyag magas  $^{232}\text{Th}$ -koncentrációjú. A radon 3,8 napos felezési ideje kellőképpen nagy ahhoz, hogy a földkéregből, talajból, építőanyagokból a légtérbe jusson, s zárt terekben felhalmozódjon (Köteles, 1994).

### **1.1.1. A radon keletkezése és transzportja**

Természetes környezetünkben a radon közvetlenül a kőzetekben, talajokban lévő rádiumból alfa-bomlással keletkezik. 3%-ban a bomlást gamma-sugárzás ( $\gamma$ ) kíséri.



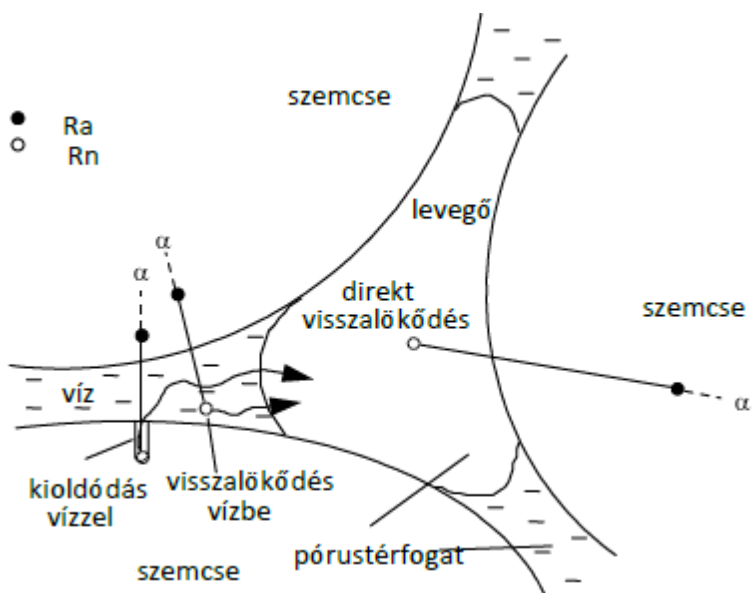
Ezáltal a radon mennyiségét főként a forrás rádium aktivitáskoncentrációja határozza meg (Csige és Svingor, 2003). Az egyes kőzetek rádiumtartalma különböző, míg a savanyú magmás kőzeteké (pl. gránit) általában magasabb, addig az üledékes kőzeteké kisebb (Nordic, 2000). A II. táblázat néhány kőzettípus rádium, urán és tórium aktivitáskoncentrációját tartalmazza.

**II. táblázat** Leggyakrabban előforduló kőzetek rádium, urán és tórium aktivitáskoncentrációja (Bq/kg) (Eisenbud, 1987 alapján)

<b>Kőzet típusa</b>	<b><sup>226</sup>Ra</b>	<b><sup>238</sup>U</b>	<b><sup>232</sup>Th</b>
Vulkanikus	48	48	48
Üledékes homokkő	26	15	24
Palák	40	15	41
Mészkö	16	15	5

Ahhoz, hogy a kristályrácsban keletkező radon a felszínre, vagy nagyobb földalatti terekbe jusson, előbb ki kell lépnie a kristályok és a talaj szemcséinek pórusai közé (1. ábra). A rádium alfa-bomlásakor létrejövő radonatom elsősorban visszalökődés révén kerülhet a pórustérbe, ez az úgynevezett direkt visszalökődési hányad. Az energia- és lendületmegmaradás törvénye szerint visszalökődő <sup>222</sup>Rn-atom kinetikus energiája 86 keV. Átlagos úthossza levegőben 63 µm, vízben 100 nm, míg kőzetszemcsékben - kőzetfajtától függően - 20-70 nm. A rádiumatomok a kőzetszemcsékben különféleképp - a szemcsék felületén vagy a kőzetszemcsék térfogatában - helyezkednek el. A visszalökődés irányától, valamint a rádiumatom elhelyezkedésétől függően a radonatom vagy a pórustérben vagy egy kőzetszemcsében áll meg. Minél inkább a szemcsfelülethez közel helyezkedik el a rádiumatom, annál nagyobb a valószínűsége annak, hogy a radonatom éppen a pórustérfogatban fog megállni. Amennyiben a pórusteret gáz tölti ki, annak van legnagyobb esélye, hogy a

radonatom átrepül a póruson, becsapódik a szemközi szemcsébe, és ott fékeződik le. Azonban ha a pórustérfogat részben vagy egészben telített vízzel, nagy valószínűséggel a radonatomok a pórustérben lévő pórusvízben állnak meg, ahonnan már könnyen kidiffundálhatnak a pórusgáz fázisba. A szemközi szemcsében lefékeződött radonatom a sugárrombolt csatorna vízzel történő kémiai oldódása útján juthat ki a pórustérbe. Ez az indirekt visszalökődési hányad (Baradács, 2002; Csige és mtsi., 1994).



1. ábra A  $^{222}\text{Rn}$ -atomok kiszabadulása a közetszemcsékből a pórustérbe (Csige és mtsi., 1994.; Hakl J. rajza)

A folyamatot, melynek eredményeképpen a radon kijut a szemcsék közötti pórustérbe emanációnak nevezzük. Az ún. radonkibocsátási tényező a pórustérbe kijutott és a kristályokban keletkezett összes radonatom hányadosát adja meg. Értékét számos tényező befolyásolja: elsősorban a rádiumatomok elhelyezkedése a

közetszemcse térfogatában/felületén, a kőzet (talaj) porozitása, nedvességtartalma, valamint szemcseméret eloszlása (Csige és Svingor, 2003).

A radon nemesgázként igen mobilis, jelentős diffúzióra, migrálásra képes. A pórustérben mozgását alapvetően két fizikai folyamat határozza meg. Az egyik a koncentrációkülönbségen alapuló diffúzió, a másik pedig a pórusokat kitöltő közeg - folyadék vagy gáz, vagy mindkettő - mozgása (advekción), amely magával viszi a radont (Steiner és Várhegyi, 1991). Az advekciót általában a kis nyomáskülönbségek generálják (Baradács, 2002). Míg a diffúzió a kis permeabilitású (gázáteresztő-képességű) ( $<10^{-7}$  cm<sup>2</sup>), addig az advekción a nagy permeabilitású ( $>10^{-7}$  cm<sup>2</sup>) talajok esetében számottevő (Gundersen, et al., 1992).

Amennyiben a radon mélyen fekvő rétegben keletkezik, nagyon kevés esélye van annak, hogy az 5,5 napos átlagos életideje alatt a felszínre jut. Másrészt viszont töredezett, nagy áteresztőképességű kőzetek esetén a radon egy része kiszabadulhat, és jelentős mértékben elvándorolhat keletkezési helyétől. A törési zónák mentén dúsulhat, s akár a felszínre is eljuthat. Transzportját felszálló gázok és vizek egyaránt könnyíthetik (Nagy és mtsi., 2000).

A folyamatot, melynek eredményeképpen a radon kijut az atmoszférába exhalációnak nevezzük. Az exhalációt többek között befolyásolja a pórustér radon-koncentrációja, a kőzet (talaj) gázáteresztőképessége, nedvességtartalma, a szemcsék méreteloszlása, az emanáció mértéke és különböző földrajzi-

meteorológiai tényezők (időjárási viszonyok, napszak, évszak, árapály effektus) (Kovács, 2014).

A talaj radonkibocsátására a barometrikus pumpa (atmoszférikus légnyomás periodikus időbeli változása) oly módon fejti ki hatását, hogy szimmetrikus gázáramlást generál a talajban, amely azonban asszimmetrikus radonexhalációt eredményez a talajfelszínen. Míg a légnyomás esésekor a talajban keletkező nagy radontartalmú gázok a légkörbe távoznak, addig a légnyomás emelkedésekor a talajba csak a nagyságrendekkel kisebb radontartalmú légköri gázok nyomulnak vissza (Csige, 2011).

Virk és Vastagh (2002) azt találta, hogy a páratartalommal és a csapadékmennyiséggel is arányosságban áll a radonexhaláció. Szerintük a talaj megnövekedett nedvességtartalma oly módon is elősegíti a radon exhalációját, hogy a mélyebbre beszűrődő esővíz mechanikus hatása révén kiszorítja a talajban lévő gázokat, s bennük a radont.

Klusman és Jaacks (1987) a talajhőmérséklet és a felszíni hőmérséklet különbsége és a radonexhaláció közt pozitív korrelációt figyelt meg. Télen a levegő hőmérséklete alacsonyabb, mint a talajé, ez elősegítette a radon konvektív feláramlását. Ezzel ellentétben nyáron a felszíni hőmérséklethez mérten hűvösebb talaj, valamint a kialakult inverziós réteg csökkentette a feláramlás mértékét, ezáltal a megfigyelt radonexhaláció értékeket is.

Mindazonáltal fontos megjegyezni, hogy a radonexhalációt számos tényező együttes hatása alakítja ki. A sokváltozós folyamat



összetettségét tekintve, egyetlen paraméter alakulásából messzemenő következtetéseket nem lehet levonni.

A felszíni vizek természetes radioaktivitása sokkal csekélyebb mértékű, mint a termál- és ásványvizeké. A föld mélyéről feltörő vizek radioaktivitása szoros összefüggésben áll a víztároló kőzetek anyagával és szerkezetével. A mélységi vizek geológiai, fizikai és kémiai okok folytán természetes radionuklidokat (főként rádiumot és bomlástermékeit) tartalmaznak. Ugyanis míg a kristályrácsban többnyire erősen kötött urán és tórium migrációja csak az ásvány feloldódását követően válik lehetővé, addig a rádiumatomok és bomlástermékeik - diffúzió révén - a kőzet feloldása nélkül is elmozdulhatnak, és különféle ioncserélő folyamatokban is részt vehetnek. A vizek radioaktivitása a hőmérsékletüktől is függ. A melegebb vizek rádiumtartalma általában nagyobb, mert több ásványianyagot, s vele együtt több rádiumsót képesek kioldani a mélyben fekvő kőzetekből, mint az alacsonyabb hőmérsékletű vizek. (Baradács, 2002; Csige és Svingor, 2003).

Az atmoszférába kijutó radon legnagyobb része a kőzetekben és talajokban található rádiumtól származik. A talajvíz, mint forrás részesedése jóval szerényebb. A III. táblázatban foglaltak szerint az egyéb légköri radonforrások hozzájárulása elhanyagolhatónak tekinthető.

### III. táblázat A légköri radon forrásai (Robé, 2001 alapján)

<b>Forrás</b>	<b>Atmoszférába kerül (Bq/év)</b>	<b>Százalékos megoszlás</b>
Talaj	$7,4 \cdot 10^{19}$	79 %
Talajvíz	$1,85 \cdot 10^{19}$	19,7 %
Óceánok	$1,11 \cdot 10^{18}$	1,18 %
Foszfát maradványok	$1,11 \cdot 10^{17}$	0,12 %
Urán gyártás salakanyaga	$7,4 \cdot 10^{16}$	0,079 %
Szén maradványok	$7,4 \cdot 10^{14}$	0,00079 %
Természetes gáz	$3,7 \cdot 10^{14}$	0,000395 %
Szénégetés	$3,7 \cdot 10^{13}$	0,0000395 %

Azt követően, hogy a radon a talajból és a felszíni vizekből a légtérbe jut, transzportját elsődlegesen a turbulens légköri keveredés (keveredési diffúzió), valamint a légáramlatokkal történő advekción irányítja. Ezen két fizikai folyamat hatékonyságát mutatja, hogy a talajgázra jellemző  $\text{kBq/m}^3$ -es értékekhez képest a felszín közelében a radon aktivitáskoncentrációja akár két nagyságrenddel kisebb (csupán  $10\text{-}20 \text{ Bq/m}^3$ ) (Csige és Svingor, 2003).

A talajfelszín közelében (1-2 m) a radon aktivitáskoncentrációja jellegzetes napszakos változást mutat. Ez a jelenség a földfelszín és a légkör termikus viszonyának megváltozására vezethető vissza. Éjszaka a talajfelszín közelében a radon-koncentráció megnő. Mindez a stabil (éjszakai) - hőmérsékleti inverzióval rendelkező - légköri réteg kialakulásával magyarázható. Azonban nappal a radon koncentrációja a reggeli felmelegedést

követően kialakuló hőkonvekciós áramok hatására csökken (Kataoka et al., 1998).

### **1.1.2. A radon, mint természetes nyomjelző**

A radon egyedülálló tulajdonságai lehetővé teszik, hogy környezetben való előfordulását ne csak sugárvédelmi megfontolásokból vizsgálják. Tekintettel arra, hogy a radioaktivitása révén könnyen detektálható, ráadásul igen ritka nyomelem, a környezetben lejátszódó transzportfolyamatoknak ideális természetes nyomjelzője lehet.

Alkalmasnak bizonyult barlangi légmozgások és szellőzési viszonyok indikálásában. A barlangi levegő radontartalmának szezonális változásából megállapítható, hogy a levegő a repedéshálózaton vagy a tágas bejáraton át érkezett-e, vagyis annak eredete. Ezenkívül hozzájárulhat a speciális mikroklíma kialakulásának tanulmányozásához, illetve ismert és ismeretlen barlangjáratok rejtett összeköttetései felderítésére is használható (Dezső és Molnár, 2001; Hakl és mtsi., 1997).

A talajgáz radontartalmának vizsgálatával megállapíthatják geológiai törésvonalak elhelyezkedését. A radon a mélyből főként a törésvonalak mentén tud a felszínre szivárogni, ezáltal a törési zónák mentén a felszín közelében egy adott mélységben megnövekedett radon aktivitáskoncentráció mérhető (Csige és Svingor, 2003).

Vizsgálják alkalmazhatóságát a földkéreg epizodikus mozgásával járó történések, összefoglaló néven geodinamikai események (földrengések, vulkánkitörések, vetőmozgások)

előrejelzésére is. Régi megfigyelés, hogy a vulkánkitörések, földrengések előkészületi időszakában a mélységi gázok feláramlásának intenzitása nő. Azonban napjainkig a földrengés-megfigyelő állomások az előrejelzések bizonytalansága miatt - a radonkoncentráció folyamatos regisztrálását - csupán, mint kiegészítő módszert alkalmazzák (Steiner és Várhegyi 1991).

A légáramlatok révén a radon feljut a magaslégkörbe is. A szárazföldek radonkibocsátásához mérten az óceánok és tengerek hozzájárulása csekély. Evégett a források ismeretében a radon felhasználható a globális légmozgások indikálására is (Dörr, 1983). Mindemellett áramlási tulajdonságaiból következtethetünk például az üvegházhatású gázok turbulens diffúzió hajtotta áramlására, ugyanis a levegő radon-koncentrációja korrelál a légköri szennyezőanyagok ( $\text{NO}_x$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{NH}_4$ ) koncentrációjával (Kataoka et al., 2001; Moriizumi, 1996).

Az urán és rádium mellett a radont is használják a felszín alatti vizek transzportfolyamatainak jellemzésére. A radon igen oldékony, és nemesgáz lévén mobilis, azonban nyílt vízfelszínen könnyen kigázosodik. Míg a rádium redukív és savas közegben, addig az urán oxidatív környezetben mobilizálódik. Az egyes radionuklidok eltérő geokémiai viselkedése révén különböző idejű és távú folyamatok vizsgálatára nyílik lehetőség. Többek között tanulmányozható a mélységi és meteorikus vizek keveredése, a felszín alatt megtett út, valamint az időbeli változékonyság (Gainon et al., 2007).

### 1.1.3. A radon egészségügyi hatásai

A lakosság természetes eredetű sugárterhelésének több mint a fele (52 %), az UNSCEAR 2008 jelzésű jelentés alapján évente átlag 1,15 mSv a radon; míg 0,1 mSv a toron rövidéletű leányelemeinek a belélegzéséből származik.

Tekintve, hogy a radon nemesgáz, élettani hatása elsősorban a belőle képződött rövidéletű radioaktív bomlástermékeknek köszönhető. Ezek a kémiaiilag aktív, többnyire pozitív töltésű ionok ( $^{218}\text{Po}$ ,  $^{214}\text{Pb}$ ,  $^{214}\text{Bi}$ ) előbb ioncsoportokat alkotnak, majd pár perc leforgása alatt a levegőben lévő kondenzációs magokra tapadhatnak, melynek eredményeképp radioaktív aeroszolok képződnek. Viselkedésüket a levegő mozgása, elektromos töltése és páratartalma befolyásolja. Azonban nem minden bomlástermék tapad a levegőben található részecskékhez, ezért megkülönböztetünk kötött és nem kötött frakciót. A levegőben az egyes bomlástermékek aktivitáskoncentrációja mindig kisebb, mint a radon aktivitáskoncentrációja, ugyanis a bomlástermékek kiülepedhetnek különféle felületekre (fal, mennyezet, bútor) (Bányász és Mócsy, 2005).

A belélegzett aeroszol-részecskékhez kötött nuklidok a hörgők falára kitapadva besugározzák a hörgőhám legérzékenyebb sejtjeit, nevezetesen az épp osztódó, valamint a kiválasztó sejteket. Kiváltképp a kisebb méretű részecskékhez kötött, illetve a nem kötött leányelemek jelentenek veszélyt, ugyanis ezek a tüdő mélyebb régióiba is lejutnak, ahol akár órákat töltenek a tüdőben. Alfa- és béta-sugárzó radionuklidok egyaránt fellelhetőek a radon

leányelemei között. Környezeti, illetve biológiai hatását tekintve azok a leányelemek jelentenek nagyobb kockázatot, amelyek  $\alpha$ -részecskét bocsátanak ki bomlásuk során, ugyanis ezen részecskék igen rövid távolságon (néhányszor  $10\ \mu\text{m}$ ) belül adják le nagy energiájukat (4-9 MeV). Az alfa-sugárzás viszonylagos biológiai hatékonysága körülbelül 20-szorosa a béta-, gamma- vagy röntgensugárzás esetében tapasztaltnak, vagyis ugyanazon elnyelt dózis (abszorbeált energia) 20-szor nagyobb biológiai hatást vált ki (Köteles, 2005).

Az alfa-sugárzás hatását közvetlen és közvetett módon is kifejti. Az első esetben közvetlenül az a molekula károsodik, melyben megtörtént az energiaátadás. Ez alapján károsodhatnak az érintett sejt enzimszisztémáit alkotó molekulák, az örökítőanyag (DNS, RNS) molekulái, vagy a sejtmembrán szerkezete. A közvetett hatás a radioaktív sugárzás keltette nagy reakcióképességű szabad gyökök vízbeli keletkezésén alapul. Ezek a szabadgyökök az ionizáló sugárzás elnyelt energiáját a sejtben távolabb transzformálhatják keletkezési helyüktől. Az említett hatásokra visszavezethető sejtkárosodások anyagcsere-zavarokhoz vezethetnek, súlyosabb esetben kromoszóma-aberrációk, burjánzásra hajlamos transzformációk keletkezhetnek (Szerbin, 1994).

Amennyiben a sejt a sugárzás eredményeképp elpusztul, azt a szervezet még pótolhatja. Viszont a túlélő, azonban sérült sejtek daganatosszá válhatnak (Köteles, 1994).

A radon és leányelemei mellett a dohányzás, a porártalom, és az azbeszt hatására is krónikus gyulladás alakulhat ki a tüdőben. Az

elhúzódó gyulladás következtében a faló- és fehérvérsejtek tevékenységüként nagy mennyiségű aktív oxigén (peroxidációs folyamatok) szabadulhat fel, ami sejtkárosodáshoz vezethet (Tomba, 2005).

A radon valamint leányelemeinek nem kötött frakciója a tüdő hólyagocskáin át a véráramba kerülve a szervezet különféle részeibe is eljuthatnak. Azonban a szövetekre így leadott expozíció - a nagyfokú kihígulás és a kis mennyiség miatt - az egészségkárosítás szempontjából elenyésző (Köteles, 2005). Mindazonáltal a nagy radontartalmú ivóvizek jól becsülhető sugárdózist jelentenek a gyomor tekintetében. A megivott vízzel szervezetbe kerülő radon nagy része eltávozik, még mielőtt elbomlana. Viszont a lenyelést követő első órában a radon 90%-a a gyomorban található. Teli gyomor esetében az üres gyomorhoz mérten 1,7-szer több radon bomlik el (Tóth, 1983).

Richardson és mtsi. (1991) vizsgálták a radon leukémia kialakulásában játszott szerepét. Ugyanis az emberi szervezet egyéb szöveteihez mérten a radon 16-szor jobban oldódik zsírszövetben. Így felhalmozódhat a vörös csontvelőben is, melynek zsírtartalma közel 40%. Azonban napjainkig nem sikerült kielégítően alátámasztani a radon efféle hatását.

Jóllehet korábban az arzént, szilikátos kőport, és a toxikus fémeket (kobalt, nikkelt, bizmut) tartották a tüdőrák okozójának, napjainkra bebizonyosodott, hogy a radon is növeli a tüdőrák kialakulásának kockázatát (Köteles, 1994). Szén- és uránbányászok körében végzett epidemiológiai vizsgálatokból tudjuk, hogy a radon

okozta sugárterhelés növekedésével egyenes arányban nő a tüdőrák többletgyakorisága. A felmérésekből kiderül, hogy e rosszindulatú daganatok az első expozíciótól számítva 10-15 éves lappangási időt követően jelennek meg (Köteles, 2005).

A dohányzás kockázatot növelő hatásával foglalkozik a BEIR IV. jelentés, amiben megállapították, hogy a sugárzásnak kitett személyek körében a dohányzók relatív kockázata 10,5-szerese a nemdohányzókéhoz képest. A radon és a dohányzás együttesen nagyobb kockázathoz vezet, mintha a két rákkeltő tényező egyenként fejtené ki hatását. A cigaretta kockázatnövelő szerepe abból is fakad, hogy a levegőben már egyetlen szál elégetésével jelentősen megnő a - belélegezve a tüdőben romboló hatást kifejtő - radioaktív aeroszolok száma (Köteles, 2005). Az Egészségügyi Világszervezet (WHO) 2009-es besorolása alapján a dohányzás után a radon a tüdőrák kialakulásának második leggyakoribb oka.

A lakóépületekben végzett epidemiológiai felmérések alapján a tartós beltéri radon-expozíció már  $100 \text{ Bq/m}^3$  nagyságrend esetén is statisztikailag jelentősen megnöveli a tüdőrák kockázatát (2013/59/EURATOM). Korábban egy svédországi felmérés kapcsán Pershagen és mtsi. (1994) is hasonló megállapításra jutottak.

A 2013/59/EURATOM irányelv (EU BSS - Basic Safety Standard) 54. (Radon a munkahelyeken) és 74. cikke (Beltéri radon-expozíció) egyaránt  $300 \text{ Bq/m}^3$ -nél határozza meg a levegőben mért éves átlagos aktivitáskoncentráció maximális vonatkoztatási szintjét.

Magyarországon az *ionizáló sugárzás elleni védelemről és a kapcsolódó engedélyezési, jelentési és ellenőrzési rendszerről* szóló



487/2015. (XII. 30.) Korm. rendelet 49. §-a szerint a beltéri radon-koncentráció vonatkoztatási szintje az Irányelvben foglalt maximális értéken, azaz  $300 \text{ Bq/m}^3$  éves átlagos aktivitáskoncentrációban került meghatározásra mind lakó- és középületekben mind pedig munkahelyek tekintetében, amelyet a Nemzeti Radon Cselekvési Terv (NRCST) szerinti országos radon-felmérés eredményeire alapozva legalább öt naptári évente felül kell vizsgálni.

Egyes kutatók szerint a radonnak kis dózisos esetén pozitív, akár rákkockázat-csökkentő egészségügyi hatása is lehet (Tóth et al., 1998; Becker, 2004). A felvetés alapja, hogy az alacsony szintű (illetve időben elnyújtott) sugárterhelés stimulálja a szervezet védekező mechanizmusát (Marx, 1990). Franke és mtsi. (2000) kísérleti úton igazolták a radon immunstimuláló, fájdalomcsillapító és gyulladáscsökkentő hatását. A radonterápia három kezelési módszert foglal magába: légzés terápia, ivó-, és fürdőkúra. Fontos megjegyezni, a kezelések eredményeként tapasztalt jótékony hatások számos tényező együttesének köszönhetőek. Ilyen a gyógyvizek ásványi anyag tartalma, vagy a barlangok csíramentes, magas páratartalmú, egyenletes hőmérsékletű levegője (Makra, 1983).

## **1.2. Mofetták, szén-dioxid fürdők**

### **1.2.1. A szén körforgása**

Az egyes elemek, így a szén körforgásában is biológiai és geokémiai folyamatok egyaránt részt vesznek, innen származik a biogeokémiai ciklus kifejezés (Horváth és Pestiné, 2011). Az alapján,

hogy az anyagok milyen halmazállapotban mozognak a körforgalomban megtett útjuk során a biogeokémiai ciklusokat két csoportba: gáz- (szén-, nitrogén-, oxigén-, hidrogén-, víz-ciklus) és üledékes ciklusokba (foszfor, kén, egyéb biogén elemek) sorolhatjuk. A gázciklusok egyenletesebbek, a bennük keringő elemek állandó mozgásban vannak, továbbá az üledékes ciklussal ellentétben sehol sem tárolódnak hosszabb ideig. Ezáltal folyamatosan az élő szervezetek rendelkezésére állnak (Kárász, 1997).

A szén bolygónk különféle környezeti szféráiban fordul elő illetve raktározódik. Az atmoszférában leginkább inert szén-dioxid gázként van jelen, az egyéb széntartalmú vegyületek (metán, szén-monoxid, szerves gázok) hozzájárulása elenyésző. Fellelhető a bioszférában - élő vagy már elhalt szervezetekből származó - szerves molekulák formájában. Az erdők képzik a szárazföldi élőanyag széntartalmának csaknem 90 %-át. Megtalálható a hidroszférában vízben oldott szén-dioxid vagy kalcium-karbonát formájában a tengeri élőlények vázalkotójaként. A tengervíz széntartalmának négy alakja van: oldott szervetlen (DIC) és oldott szerves (DOC) szén, kolloidális szerves részecskék (POC), valamint a tengeri élővilág összessége. A talajban, és a litoszférában szerves elemekként van jelen, mint fosszilis energiahordozók vagy üledékes kőzetek (mészkö, dolomit) (Godó, 2011; Papp, 2002).

A földi szénkészlet zöme karbonátok formájában az üledékes kőzetekben található. Ugyanakkor ennek a hatalmas tározónak csupán csekély kapcsolata van azzal a három rezervoárral - légkör, bioszféra, óceánok-, melyek közt a szén kicserélődése gyorsan

lezajlik (Mészáros, 2001). Ebből következik, hogy a szén litoszférabeli tartózkodási ideje nagyságrendekkel - geológiai korok időtartamával összevethető (250 millió év) - meghaladja a többi tározóét (Papp, 2002). Míg a légkörben, a szárazföldi növényekben, valamint a felszíni óceánvízben a szén tartózkodási ideje (IV. táblázat) aránylag rövid, addig a talajban és a mély óceánokban némileg hosszabb. Mindemellett a szén kicserélődése a tengeri üledékben tízezer éves időléptékben mérhető (Mészáros, 2001).

**IV. táblázat** A szén előfordulása és tartózkodási ideje a különböző szférákban ([www.nyf.hu/others/html/kornyezettud/kornyekem1/szen.htm](http://www.nyf.hu/others/html/kornyezettud/kornyekem1/szen.htm))

<b>Lelőhely</b>	<b>Mennyiség Mt C</b>	<b>Tartózkodási idő (év)</b>
Litoszféra	$72 \cdot 10^9$	$10^8$
Hidroszféra (CO <sub>2</sub> /HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> )	$38 \cdot 10^6$	300
Atmoszféra (CO <sub>2</sub> )	$0,7 \cdot 10^6$	4
Biomassza	$3 \cdot 10^6$	20

A szén biológiai körforgása lényegében a szén-dioxid cirkulációját jelenti. Oxidatív környezetben a szerves vegyületek szén-dioxiddá alakulása termodinamikailag kedvezményezett. Heterotróf mikroorganizmusok asszimilációs (tápanyagfelvétel) és disszimilációs (energianyerés légzés útján) folyamatok révén képesek a szénvegyületek oxidatív lebontására (Papp, 2002).

Annak ellenére, hogy a légkör szén-dioxid tartalmát az atmoszféra-hidroszféra, valamint az atmoszféra-bioszféra közti csere

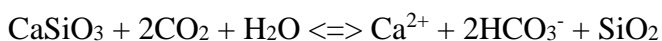
mértékének a módosulása érinti, az atmoszférában a szén-dioxid szintet voltaképpen a geológiai folyamatok szabják meg (Papp, 2002).

A litoszférából a mállás - ami a CO<sub>2</sub> parciális nyomásának függvénye - és a vulkáni tevékenység egyaránt szenet juttat a hidroszféra-atmoszféra-bioszféra hármias nagyrendszerébe. Ezt a folyamatot a szén óceáni üledékbe jutása hivatott kompenzálni. Következésképpen a légkör szén-dioxid szintjét e kétirányú folyamat eredője szabja meg (Papp, 2002).

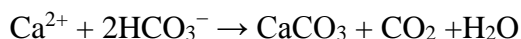
### **1.2.2. A geológiai szénciklus**

A geológiai szén ciklus során a felszínre került anyagok erodálódnak, mállanak, majd elszállítódnak, másutt lerakódva üledéket képeznek és idővel betemetődnek. Szubdukálódva átalakulhatnak s végezetül - vulkanizmus vagy hegységképződés révén - újra a felszínre kerülhetnek (Godó, 2011; Mészáros, 2001).

A légkörben a szén-dioxid az esővízzel gyengén savas kémhatású szénsavat (H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>) képez. A felszín szilikátos kőzeteinek mállása során az alábbi kémiai reakció szerint:



a kőzetalkotó ásványok szétesnek, ionjaik kioldódnak. Az oldott ásványi anyagok a felszíni vizekbe s végül az óceánokba kerülnek, ahol kiválnak pl. kalcit (CaCO<sub>3</sub>) ásványok formájában. Az élő szervezetek, mint például a kovaalgák, kovaszivacsok, sugárállatkák szilárd vázuk felépítéséhez felhasználják a rendelkezésre álló anyagokat az alábbi reakció szerint:



Az elhalt mészvázú és mészhéjú élőlények tetemei nagy mennyiségben a tenger fenekén halmozódnak fel. Az így keletkezett üledék idővel - további lerakódás és betemetődés hatására - üledékes kőzetté alakul (pl. mészkő). A tengerfenéken lerakódó karbónium a tektonikus erők hatására a mélybe kerülve - nagy nyomáson és hőmérsékleten - átalakult kőzetté válhat. Másrészt a karbonátok az óceáni kőzetlemez alábukásakor magas hőmérsékleten elbomlanak pl.  $\text{CaCO}_3 = \text{CaO} + \text{CO}_2$ . Amíg a keletkező oxidok az olvadékban található szilikátokkal új ásványokat alkotnak  $\text{CaO} + \text{SiO}_2 = \text{CaSiO}_3$ , addig a felszabadult szén-dioxid előbb-utóbb visszajut a légkörbe. Ez történhet heves vulkán kitörés, esetleg lassú szivárgás, vagy széndioxiddal telített források révén. Ugyanakkor az eltemetett mészkőréteget tektonikus erők is felszínre hozhatják (Godó, 2011; Mészáros, 2001).

Két - paramétereiben lényegesen különböző - geokémiai környezet különíthető el a geokémiai cikluson belül. A primer környezet az áramló rétegvizek alsó zónájától a mélyben lezajló magmás és metamorf folyamatok zónájáig terjed. A szekunder környezet a felszínen végbemenő mállási és üledékképződési folyamatok zónáját öleli fel. Míg a primer környezetet a magas hőmérséklet és nyomás, aránylag kevés szabad oxigén, és a fluidumok limitált mozgása jellemzi, addig a szekunder környezetre - éppen ellenkezőleg - az alacsony nyomás és hőmérséklet, az oxigén bőséges jelenléte, és az oldatok szabadabb áramlása a jellemző (Grasselly, 1993).

### 1.2.3. Vulkáni utóműködések, mofetták

A vulkáni tevékenységgel egyidejűleg, annak szüneteiben, illetve a kitörések megszűnését követően akár évmillióig is gőz- és gázkilövellések figyelhetők meg a térségben. Ezeket a jelenségeket összefoglaló néven vulkáni utóműködésnek (posztvulkáni tevékenységnek) nevezzük (Incze, 2017). Alapvetően a kifejezés alatt - az idők folyamán egyre csökkenő hőmérsékletű és intenzitású - gázszivárgásokat, exhalációkat értjük. Ugyanis az utóvulkáni tevékenység addig tart, míg a magmakamra hőmérséklete meghaladja a környezetét. Ez többnyire meglehetősen hosszú – geológiai korokon át tartó – idő alatt megy végbe (Jakucs, 1997).

Jakucs László (1997) *Általános természeti földrajz I. A földrajzi burok kozmogén és endogén dinamikája* című művét alapul véve a vulkáni utóműködések – hőmérsékletük, valamint az anyagszolgáltatás alapján – három csoportra oszthatjuk:

Szolfatára: A legfeljebb 200 °C hőmérsékletű vízgőzön kívül kénvegyületek, főként kénhidrogén és kén-dioxid található benne. Egyes szolfatárak körül napjainkban is gazdaságilag hasznosítható mennyiségű kénkristály válik ki (Jakucs, 1997). A jelenséget a Nápolyhoz közeli Pozzuoli város mellett lévő Solfatara-kráterről nevezték el, illetve a „kénes vidék, kénes föld” jelentésű latin „sulpha terra” kifejezésből származtatják (Incze, 2017).

Fumarola: Magas hőmérsékletű (100 - 200 °C) különböző kémiai anyagokat – esetenként szén-, kén-dioxidot és hidrogén-szulfidokat is - tartalmazó gőzömlés. Tipikus példája az alaszka Katmai Nemzeti Parkban található Tízezer Füst Völgye (Incze,

2017). A bórsavas kigőzölgések (soffioni) például Toszkanában (Volterra, Larderello) egyaránt a csoportba tartoznak (Jakucs, 1997).

Az ún. posztvulkáni hévforrások a fumarolához hasonló jelenségek, amelyekben némileg alacsonyabb (100 °C alatti) hőmérsékleten vízgőz- és forróvíz-kitörés zajlik. Ennek egyik típusa a gejzír (szökőhévforrás), ami egy időszakosan vizet, illetve vízgőzt szökőkútszerűen a magasba lövellő melegforrás. Kitörés abban az esetben következik be, amennyiben a felszín alatti víztároló üreg- és réshálózatban levő gőz nyomása meghaladja a kivezetőkürtő vízoszlopának nyomását (Jakucs, 1997). A gejzír (Izland, Yellowstone Nemzeti Park, Új-Zéland) főként vadózus eredetű talajvízből származó vizének felmelegedése annál tovább tart, minél mélyebb és szélesebb a kürtő (Kovács, 1979).

A fumarolák, gejzírek és hévforrások lényegében egyazon jelenség különböző átmenetei, mindegyik a talajvíztől és a magmából származó hőforrástól függ. Állandó hőmérsékleten a talajvíz változásának hatására a fumarola gejzírré alakulhat át. Ugyanakkor az idő múlásával s a hőmérséklet csökkenésével minden fumarola és gejzír végül egyszerű hévforrássá változik (Kovács, 1979).

Mofetta: A szó a latin "mephitis" kifejezésből ered, ami bűzös kipárolgást jelent (Néda et al., 2008a). Legismertebb példái a Solfatara-kráter Kutya-barlangja, illetve a Torjai Bűdös-barlang (Jakucs, 1997). Az alacsony hőmérsékletű (<100 °C), főként széndioxidot tartalmazó gázfeltörésnek két fajtája ismert. A helyi geológiai és hidrogeológiai viszonyoktól függően a mélyből feltörő gázok: száraz (CO<sub>2</sub> gázt hozva a felszínre), vagy nedves mofettaként

jelhetnek meg a felszínen (Néda et al., 2008a). Utóbbi - felszín alatti vizekkel történő keveredése révén - szénsavas vizet (savanyúvizet) ad. A savanyúvizek neve Erdélyben borvíz, a Felvidéken csevica (Jakucs, 1997).

Az ún. időszakos működésű nedves mofetták előfordulása igen ritka. A jelenség egy időközönként ismétlődő gejzirszerű, olykor magasra szökő vízkitörés. Azonban a gejzírrel ellentétben a vizet kipréselő nyomás energiája nem a magas hőmérsékletből, hanem a földalatti víztározó járatokban folyamatosan felhalmozódó széndioxid mennyiségéből ered. Amennyiben a gáz feszítőereje átlépi a kritikus egyensúlyi határt, úgy a felszín alatti repedéshálózatban összegyűlt talajvíz kilövell (Jakucs, 1997).

Az iszapvulkánok nem minden esetben vulkáni jelenségek, olykor csupán formai hasonlóságról van szó. Az iszap hőmérséklete alapján, ami egyben utal a képződmények eredetére is, megkülönböztethetünk meleg és hideg iszapvulkánokat. Míg a „meleg„ iszapvulkánok mindig a vulkanizmus kísérőjelenségei, addig a hideg iszapú „fortyogók” nem állnak kapcsolatban a vulkánossággal (Jakucs, 1997).

A vulkanikus területek nedves, agyagos térszínein nagy hőmérsékletű iszapvulkánok keletkezhetnek. A vulkáni porból nagy mennyiségű sáros iszap gyűlhet össze, melyet a szolfatárak és mofetták kénes gázai és széndioxidja telít. A híg iszap a felszivárgó gőzök és gázok hatására állandóan bugyog (pöfög), olykor heves kitöréseket produkál. Gyakori jelenség Új-Zéland, Közép-Amerika és Izland vulkáni vidékein (Jakucs, 1997).



A hideg iszapfortyogók laza talajú, agyagos területeken fordulnak elő, ahol a talaj szerves anyagainak lebomlása révén fölöttébb sok szén-dioxid, metán, és kénhidrogén keletkezik. A felszín alatt felgyülemelő gázok feszítőereje a rájuk nehezedő iszap- és agyagrétegek nyomását legyőzve végül a felszínre törnek, s az iszaptól lapos kúpot építenek. Főként delta és olajvidékeken (Trinidad, Baku környéke) elterjedt (Jakucs, 1997).

#### **1.2.4. Szén-dioxid szárazfürdők**

Főleg Erdélyben, de a világ sok más részén is, a száraz szén-dioxid gázszivárgásokra alapozva olyan szén-dioxid szárazfürdőket hoztak létre, amelyben a betegek egy 1-2 hetes terápiás kúra keretében napi 15-20 percet töltenek el. Ezeket a gázfürdőket szintén mofettáknak szokták nevezni. A leginkább száraz szaunára emlékeztető helyiségekben a gyógyulni vágyók állnak, vagy ülnek, miközben testük körül olyan mélységi eredetű gázok kavarnak, amelyek számos egészségügyi panasz enyhítésére alkalmasak.

A mofettáknak –a gázforrás és a rá telepített gázfürdő kapcsolatát tekintve– három típusát különböztethetjük meg (Néda et al., 2008a):

természetes: a gáz közvetlenül a kőzetek repedéshálózatán át tör a felszínre egy természetes–esetleg mesterségesen kibővített–barlangba/üregbe, ilyen például a híres Torjai Büdös-barlang;

beépített természetes: közvetlenül a gázfeltörés helyén létesített főként kis faházak, mint az általam is vizsgált Bardócz-mofetta;

mesterséges: mély fűrólyukból csőrendszeren keresztül vezetik a gázt a medencékbe, ilyen a kovásznai Szívkórház mofettája.

A terápia során a szén-dioxid a bőrön keresztül bediffundál a szervezetbe, bekerül a véráramba és a különféle szövetekbe hatolva fejti ki gyógyító hatását. A felszívódó szén-dioxid mértéke a fürdő nedvességtartalmának, hőmérsékletének, CO<sub>2</sub> koncentrációjának, és a kezelés időtartamának a függvénye. A testfelület 1 m<sup>2</sup>-ére számítva - 90% relatív nedvességtartalmú, 30 °C-os minimum 90 vol% CO<sub>2</sub> koncentrációjú gáztérben - percnként 30 ml CO<sub>2</sub> penetrálódik (Ballagi, 1995).

A bőrön át felvett gáz hatására a bőrerek lokálisan kitágulnak, fokozódik a légzés és a kapilláris keringés, nő a vér áramlási sebessége. Az emelkedett CO<sub>2</sub> szint növeli az oxihemoglobin disszociációját (Bohr effektus), ezáltal javul a szövetek oxigén ellátása, anyagcséréje (Ballagi, 1995).

Rendszerint a kezelés alatt állók markáns melegézésről számolnak be. Ez az idegrendszeri hatás lokálisan a bőr melegérző receptorainak izgatásával valósul meg. A fürdőt követően szokványos a kipirulás, illetve az aluszékonyság. Többnyire a perifériás erek kitágulnak, csökken a vérnyomás, a légzés mélyül, a fej, és a nyak izzadása jelentkezhethet (Huszti, 2015).

A szén-dioxid belégzése ellenjavallt, ugyanis a kúra jótékony hatásaival ellenkező reakciót kelt. Hiszen nő a pulzusszám, a vérnyomás emelkedik, míg 4-5 %-os koncentrációban a szén-dioxid izgatja, addig 20 % felett már bénítja a légzőközpontot (Ballagi, 1995).

A szén-dioxidos szárazfürdő eredményesnek bizonyult a szív- és érrendszeri betegségek, cukorbetegség érszövődményeinek, magas vérnyomás, koszvény, csontritkulás, reumatológiai betegségek, meddőségi és impotencia problémák, egyes nőgyógyászati betegségek, vegetatív idegrendszeri eredetű belgyógyászati panaszok, illetve Raynaud-szindróma kezelésére (Ballagi, 1995; Huszti, 2015; Tatár, 2017; Szalainé és Dózsa, 2011).

A szén-dioxid terápia ellenjavallatai alapján véve egybeesnek a gyógyfürdő kezeléseivel. Nem ajánlott a fürdő használata az alábbi betegségek vagy állapotok esetén: keringési elégtelenség, súlyos ritmuszavar, szívinfarktus, agyi trombózis, agyvérzés után (3 hónapig), magas vérnyomás (200/100 Hgmm feletti), trombózis-hajlam, tüdőembólia, légzési elégtelenség, TBC-s megbetegedés, nagyfokú vérszegénység, gyulladással és daganatos betegségek, gyakori eszméletvesztéssel járó kórképek. Terhesség és menstruáció alatt a terápia szintén nem alkalmazható (Ballagi, 1995; Huszti, 2015; Tatár, 2017; Szalainé és Dózsa, 2011).

Egyes szerzők szerint gyógyászati szempontból a radon gáz is értéket képvisel a gázömléseknél. Számottevően - szinergista módon - fokozza a mofetta gyógyhatását többek között azért, hogy növeli a gáz negatív ionkoncentrációját. A negatív ionok megkötik, ezáltal semlegesítik a többnyire pozitív töltésű pollent, aeroszolt, füstöt, port, illetve a fertőző csírákat. Mindemellett mérséklék a vérnyomást, serkentik a reakciókat, javítják a koncentrálóképességet (Tatár, 2017).

## **2. Mérési helyszínek bemutatása**

A vizsgálataink tárgyát képező mofetták bár azonos forrásból (tározóból) származnak, a gázforrás és a rá telepített gázfürdő kapcsolatát tekintve eltérőek.

Míg a romániai Kovászna városában - a Petőfi Sándor utca 8. és 9. szám alatti két magántulajdonban - lévő Bardócz- és Benemofettát közvetlenül a gázfeltörés helyén létesítették, addig a Tündérvölgyben található Szívkórházba egy mély fúrólukból, csőrendszeren keresztül mesterségesen vezetik be a gázokat a medencébe.

Szintén a város főterén található a Pokolsár, ami egy természetes szén-dioxidos gázkitörés.

A Magyarországon található Mátraderecskei Széndioxid Gyógygázfürdő (Mofetta) két darab, közvetlenül a gázfeltörés helyén létesített szén-dioxid fürdőmedencével rendelkezik. Az épületkomplexum keleti végén elhelyezkedő fürdőmedencék közül a délre esőt I-es, az északra eső medencét II-es számú medencének nevezzük.

### **2.1. Kovászna és vidékének földtani viszonyai**

Kovászna Romániában a Kárpátok kanyarulatában, a Felső-Háromszéki-medencében, a Berecki-havasok lábánál található. Neve, akárcsak a kenyeret megkelesztő kovász, a szláv kvasz "savanyú" jelentésű szóból ered. A várost gyakran az "ezer borvizek

városaként" emlegetik, ugyanis alatalaja rendkívül gazdag különböző típusú, jó gyógyhatású savanyúvizekben (Kisgyörgy, 2017a).

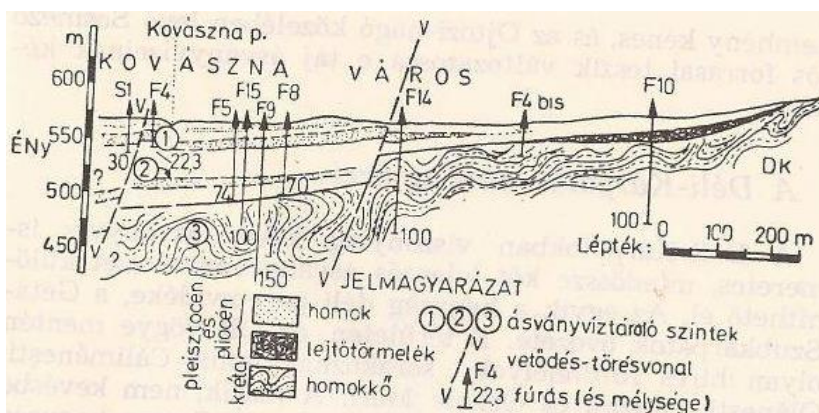
Románia központi régiójában a közel 13 ezer km<sup>2</sup>-es kiterjedésű, mofettás aureola elnevezésű területen posztvulkáni, köpenyeredetű, illetve üledékes kőzetek termikus bomlásából származó szén-dioxid tör a törésvonalak, vetődések mentén a felszínre különféle gázok (H<sub>2</sub>S, SO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, He, Ar, <sup>222</sup>Rn) kíséretében. Amennyiben a feláramló gázok vízzáró rétegekkel érintkeznek, úgy a felszínen szénsavas ásványvizek (borvíz) formájában jelennek meg (Gyila és Csige, 2014).

M.G. Filipescu geológus szerint Kovásznán két nagy törésvonal halad át: az egyik Torján keresztül a Pokolsárhoz, a másik Kászon felől a Hankó-völgyhöz tart. Egy harmadik törésvonal a Pokolsarat köti össze a Hankó-völgygel (Zsuffa, 1981).

Péter Elek (2017) a Felső-Háromszéki-medence mofettikus megnyilvánulásaira (gázömlések, ásványvizek) a Kelemen-Görgény-Hargita vulkáni vonulat mofettás aureolájának keleti határaként tekint.

Vaselli et al. (2002) a Keleti-Kárpátok CO<sub>2</sub>-jának eredetére többek között a széndioxid  $\delta^{13}\text{C}$  szénizotóp mennyiségéből következtettek. Arra az eredményre jutottak, hogy a Hargita-hegység környékén vulkanikus eredetűek, azonban távolabb a tengeri karbonátok hidrotermális mállásából illetve metamorfózisából származó gázokkal keverednek. Ezt igazolja az a tény is, hogy a vulkáni térségtől távolodva a gáz egyre több metánt tartalmaz (Kisgyörgy, 2017b).

A gázömlések vizes szerkezeteken át törnek a felszínre a mofettás aureola Hargita és Kovászna megyei területein. A vadózus, vagy meteorikus eredetű vízkészletek utánpótlása néhány hetes, hónapos reakcióidőkkel történik (Gyila és Csige, 2014).



2. ábra Hidrológiai szelvény Kovászna városáról (Kisgyörgy és Kristó, 1978)

A kovásznai Szívkórház mofettáját ellátó szén-dioxidot a 2. ábra jobb oldalán látható F10 fúráshoz közeli F10/bis (~168 m mély) geológiai mélyfúrásból nyerik. A fúró 638 m tengerszint feletti magasságról indulva 10,5 m mélységig negyedkori agyagos, kavicsos-homokos rétegeken, ezt követően a talppontig erősen töredezett DK-ÉNy irányban lejtő homokkőves, márgás, agyagpalás szerkezeteken (oligocén) halad át (Gyila és mtsi., 2017).

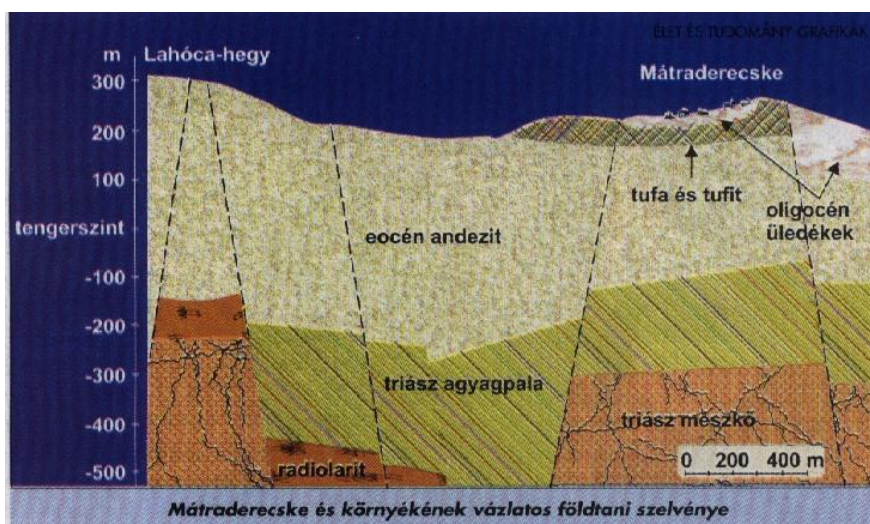
A tápforráson végzett  $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta^3\text{He}$  stabilizotóp arány-eltolódási mérések (Szántó, 2002) is azt igazolják, hogy a Kovászna környéki  $\text{CO}_2$  szerves üledékek (karbonátok) tektonikai stressz és hőmérséklet okozta bomlásából származik (Gyila és Csige, 2014).

A Kárpátok kanyarulatában feltörő gázömlések gyakorisága a tektonikus mozgások hatására intenzíven töredezett mélyszerkezeten

túl annak köszönhető, hogy a hegyek lábánál kivékonyodnak a borvizet és mofettagázokat raktározó a medencét kitöltő üledékek is.

## 2.2. Mátraderecske és környékének geológiája

Mátraderecske a Mátra északkeleti lábánál található palóc település. A Mátra a Kárpátok belső andezites vulkáni ívének része, az Északi-középhegység tagja. Északkelet-délnyugat irányban átszeli - az Afrikai- és Európai-lemez ütközési zónájában található - ún. Darnó-vonal. E törésvonal mentén a földtörténeti múltban jelentős tektonikai események játszódtak le, ezáltal felszabdalva a területet borító kőzeteket (ÉT, 2003; Rák, 2012).



3. ábra Mátraderecske és környékének vázlatos földtani szelvénye (ÉT, 2003)

A Mátraderecske környékének földtani szelvényét bemutató 3. ábrán láthatjuk, hogy az alapkőzet triász agyagpalával kevert radiolarit és triász mészkő. A 37-40 M évvel ezelőtti vulkáni tevékenység eredményeképp megközelítőleg 400 méter vastagságú

andezit, andezittufa, illetve tufit borította be a területet. Az oligocénban a vulkáni kőzeteket agyag és agyagmárga üledék fedte be (ÉT, 2003; Rák, 2012).

A mofettát tápláló szén-dioxid eredetéről a kutatók véleménye megoszlik. Eleinte posztvulkáni tevékenységből eredeztették. Ugyanakkor nem vethetjük el azt az elgondolást sem, miszerint a földköpenyből származó hő hatására a triász mészkő alapkőzet bomlásából ered (ÉT, 2003; Rák, 2012).

A mátraderecskei gázömlés a nagymértékben töredezett triász kori karsztvíztároló rétegekből fakad. A geotermális hő által feláramlásra készített szén-dioxid a repedezett andeziten átáramolva magával sodorja a radon gázt is. A térségben a radon az agyag üledék alatt elhelyezkedő tufitban (vízbe hullt szórt vulkáni anyag) felgyűlt urán bomlási sorában keletkezik. Ugyanis míg a földkéregben átlagosan 3-4 g/tonna, addig a vulkáni tufitban 30-50 g/tonna urán van. Ez a dúsulás úgy jött létre, hogy az egykor tengervízbe hullott tufitból a víz hullámozása kimosta a könnyebb anyagokat, míg a nehezebb ásványok, mint például az urán visszamaradtak. Ugyan a gáz át tud szivárogni az andezit repedésein, azonban a vulkanitra települt oligocén agyagrétegek már útját állják. Ezért a megrekedt szén-dioxid mindaddig oldalsó irányban vándorol, amíg el nem éri az agyagos fedőrétegek határát, ahol az andezittufán át már a felszínre juthat (ÉT, 2003; Rák, 2012; Tóth és mtsi., 1996).



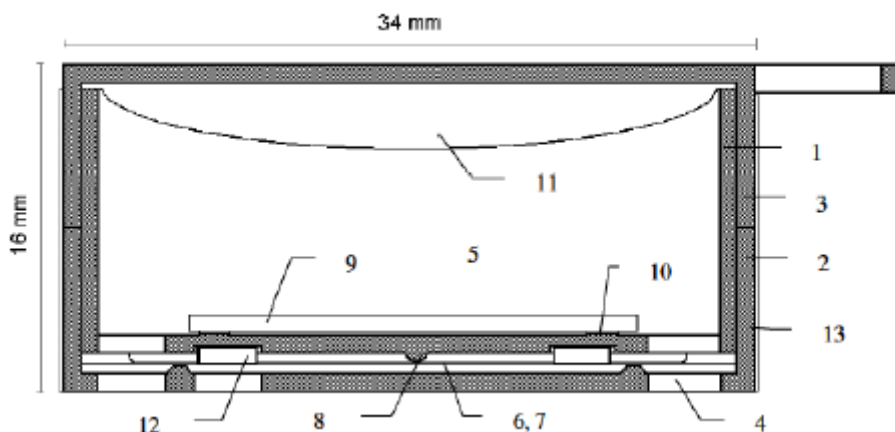
### 3. Vizsgálati módszerek

#### 3.1. Mérési módszerek

##### 3.1.1. Maratott-nyomdetektoros radonmérések

A légtéri átlagos  $^{222}\text{Rn}$ -aktivitáskoncentráció meghatározását CR-39 típusú (TASTRAK, Anglia) nyomdetektorral végeztük. A detektor az MTA-ATOMKI Radon Csoportja által kifejlesztett Radamon nevezetű radonmérő eszközbe került elhelyezésre.

A Radamon márkanévre hallgató mérőegység egy 34 mm széles és 16 mm magas henger formájú detektor, amely egy 1-2 cm<sup>2</sup> területű CR-39 típusú polikarbonát lemezt tartalmaz.



4. ábra A Radamon részei és felépítése (Csige, 2008)

A 4. ábrán a Radamon mérőegység oldalnézeti sematikus rajzát láthatjuk, ahol a számozott egységek rendre a következők: (1) doziméter ház, az (2) alaplapp és a (3) fedőlap magas fényű, fekete színű műanyagból készül. A (4) bemeneti nyílás biztosítja a minta és az érzékeny térfogat közötti gázcserét. Az (5) érzékeny térfogat

7 cm<sup>3</sup>. A (6) papír szűrőfólia a levegőben lebegő szilárd aeroszolok és a radon bomlástermékek, míg a (7) polietilén szűrőfólia a toron beáramlásának megakadályozására szolgál. A (8) távtartó borda a detektor felület-térfogat arányát hivatott növelni. A (9) CR-39 lemezt (10) kétoldalú ragasztó rögzíti az alaplaphoz. A (11) kupola, ami egy 0,3 mm-es speciális görbületű réz lemez, az egyenletes nyomsűrűséget biztosítja. Összeszerelés után az alap- és fedőlapot (13) körbe ragasztószalagozzák, ezáltal az érzékeny térfogat és a külvilág között csak a szűrőfólián keresztül jöhet létre gázcsere (Csige, 2008).

Nyomfeltáráson a detektor anyagában – az alfa-részecskék pályája mentén – kialakult sugárrombolt tartomány megváltoztatását értjük, melynek hatására a primer, látens nyomok felerősödnek és stabilizálódnak, ezáltal jól megfigyelhető szekunder nyomok alakulnak ki (Baradács, 2002).

Az általunk alkalmazott kémiai maratás célja, hogy a besugárzás során kialakult primer nyomokat ~ 5-10 µm átmérőjű – így optikai mikroszkóppal látható – üregekké növeljük. A nyomüregek csak abban az esetben alakulhatnak ki, amennyiben a sugárrombolt tartomány maratási sebessége nagyobb, mint a detektoranyagé.

A maratási eljárás több lépésből áll. Első lépésként a Radamonokból eltávolított nyomdetektorokat forrásban lévő vízben kezeljük 45 percen át. Ezt követően 6,25 mol/L koncentrációjú (20 %-os) NaOH oldatban 70 °C-on 5 órán keresztül maratjuk. A lúgos kezelést követően – a detektorok felületén esetlegesen

visszamaradt lóg közömbösítése céljából – körülbelül 5 percig 3 %-os ecetsavba áztatjuk a detektorokat. Végezetül ioncserélt vízzel mossuk le a – lóg- és savmaradékok eltávolítása végett – detektorokat.

Az így feltárt – közelítőleg 10  $\mu\text{m}$  átmérőjű – alfa-nyomokat szátkereszttel ellátott mérőokulárral felszerelt optikai mikroszkóppal (Jenaval) számoljuk le. Kis nyomsűrűségek esetén és a háttér meghatározásánál 1  $\text{cm}^2$ -es területet, míg nagyobb nyomsűrűségeknel csupán akkora területet pásztázunk, amelyen 1000 körüli ( $\sim$  3 %-os statisztikus hibának megfelelő) nyomot észlelünk.

A nyomsűrűséget (egységnyi felületre eső nyomok száma) manuális pásztázással és számlálással határoztuk meg minden esetben. A Jenaval típusú optikai mikroszkópot 12,5-ös objektívvel és 1,25-ös tubussal használva egy látótér 0,4096  $\text{mm}^2$ -nek felel meg. A nyomok száma és a figyelembe vett látómezők (látótér) együttes területének hányadosaként kapjuk meg a nyomsűrűséget.

Eredetileg a mérőeszköz kísérleti kalibrációja az angliai Health Protection Agency, Radiation Protection Division (korábbi nevén: NRPB) chilton-i laboratóriumában történt 1991-ben. Ezt követően a '90-es években több nemzetközi összehasonlító mérésre is sor került, amelyeken a műszer kiváló eredményeket ért el (Csige és Csegzi, 2001). Legutóbb 2019-ben a Budapest Főváros Kormányhivatala Metrológiai és Műszaki Felügyeleti Főosztály radonkamrájában ellenőriztük normál levegőviszonyok között.

### 3.1.2. AlphaGUARD PQ2000 radonmonitor

A Genitron Instruments által gyártott AlphaGUARD PQ2000 egy 0,56 liter érzékeny térfogatú és 750 V feszültségen üzemelő ionizációs kamrás készülék, melyhez egy digitális jelfeldolgozó egység csatlakozik. A radon aktivitáskoncentráció monitorozását igen széles ( $2 \text{ Bq/m}^3 - 2 \text{ MBq/m}^3$ ) méréstartományban végző eszköz egyidejűleg a hőmérséklet, a légnyomás és a relatív páratartalom mérésére is alkalmas. A passzív és aktív üzemmódban egyaránt működtethető AlphaGUARD hálózati áramforrásról vagy belső akkumulátorról üzemeltethető. Passzív üzemmód esetében a mintavétel diffúzió útján egy - a radon bomlástermékek és egyéb szennyeződések detektorba jutását gátló - üvegszálas szűrőn keresztül történik. Aktív üzemmódban az állítható 0,1 – 1 liter/perc térfogatáramú AlphaPump elnevezésű légszivattyú juttatja a levegőt a műszerbe. Az integrálási időköz 1 perc (csak aktív üzemmód), 10 perc, illetve 1 óra lehet. A készülék nagy előnye, hogy széles hőmérséklet-tartományban ( $-10 - 50 \text{ }^\circ\text{C}$ ), valamint magas páratartalom mellett is képes optimálisan működni (Genitron Instruments GmbH 1998).

A radon aktivitáskoncentrációját változó szén-dioxid koncentrációjú atmoszférában egyidejűleg radamonnal, és AlphaGUARD vizsgálva, a detektor bizonytalanságán belül azonos értékeket kaptunk. Egy kísérleti tanulmányban Shahrokhi et al. (2015) különféle aktív típusú radonmonitor választását vetette össze 89 %-ig terjedő szén-dioxid tartalmú légkörben. Azt találták, hogy az AlphaGUARD érzékenysége nem változott a szén-dioxid

koncentrációjával. Ezért ebben a munkában a 90 %-os szén-dioxid tartalmú mofetta gázban történő vizsgálatok során is ugyanazt a kalibrációs faktort használtuk, mint amelyet normál levegő körülmények között.

### **3.1.3. Dataqua típusú félvezető-detektoros radonmérő műszer**

A gyártó (Dataqua Kft., Balatonalmádi) a Mecsekérc Rt.-vel és az MTA Atommagkutató Intézetével szoros együttműködésben fejlesztette ki a Dataqua radonmonitort (Várhegyi and Hakl, 1994). A szilícium fotodiódás készülék a levegőben lévő  $^{222}\text{Rn}$ -aktivitáskoncentráció gyors időbeli változásainak mérésére szolgál. A mérőtérfogatba diffundáló  $^{222}\text{Rn}$  és rövid életű, alfa-bomló leányelemei által kibocsátott alfa-részecskéket egy Hamamatsu fotodióda, vagy egy Canberra PIPS félvezető detektor érzékeli. Míg az 1 cm<sup>2</sup>-es Hamamatsu fotodiódával szerelt Dataqua radonmonitor érzékenysége 7 beütés/óra/(kBq/m<sup>3</sup>), addig a 3 cm<sup>2</sup>-es ORTEC gyártmányú félvezető-detektorral szerelté 17 beütés/óra/(kBq/m<sup>3</sup>) (Bódizs, 2006; Csige, 2008). Automata üzemmódban a készülék a mérési adatokat saját memóriájában tárolja. A programozható integrálási idő alatt rögzített adatsort terepi adatkiolvasó egységgel nyerjük ki, majd számítógépen értékeljük azt. A saját áramforrással (4-6 darab tartós ceruzaelem) rendelkező műszer képes akár több hónapon át - 1 órás mintavételezési idővel - folyamatosan üzemelni és adatokat gyűjteni. Az itt bemutatott munkában alkalmazott Dataqua radonmonitorok a radonkoncentrációt befolyásoló egyéb paraméterek (légnyomás, hőmérséklet, relatív páratartalom)

monitorozására is alkalmasak. A műszerek kalibrációja szintén az angliai Health Protection Agency, Radiation Protection Division radonkamrájában, valamint az Európai Unió által szervezett nemzetközi összehasonlító méréseken történt.

### **3.2. Modellszámítások**

A modellezés során számításokat végeztem a szén-dioxid gáz, mint hordozó gáz, és a radon gáz, mint nyomjelző gáz transzportjára vonatkozóan. A felszín alatti számítások teljes egészében a telítetlen zónára korlátozódnak, és alapvetően csak a szén-dioxidra és a radonra terjednek ki. Nem foglalkoztam a telítetlen zónában mindig jelen lévő folyékony és gőz halmazállapotú víz transzportjával, ellenben figyelembe vettem a gázoknak a víz és gázfázis közötti megoszlását.

A számítások alapvetően időfüggő (időben változó peremfeltételek által meghatározott) transzportot írnak le. A mérési eredményekkel való összevetés során azonban többnyire időben állandósult (stacionárius) állapotok (áramlási terek) meghatározása volt a cél. Numerikus megoldások esetén ezt úgy értem el, hogy az időfüggő numerikus modellt időtől nem függő peremfeltételek mellett elegendően hosszú időtartamra futtattam, hogy mind a hordozó gáz, mind a radon esetében be tudjon állni a stacionárius állapot.

A koncepcionális modell kialakítása során feltételeztük, hogy a talajgáz a száraz szén-dioxid fürdőmedencék (mofetták) környezetében szinte teljes egészében szén-dioxidból áll. Ennek a

vivőgáznak a talajban történő áramlását a Darcy-egyenlet írja le (Darcy, 1856):

$$\vec{q} = -k/\mu \cdot (\nabla p - \rho \vec{g}), \quad (1)$$

ahol  $\vec{q}$  a talajgáz térfogatáram-sűrűsége ( $m^3/(m^2s)$ ),  $k$  a talaj belső gázáteresztő-képessége ( $m^2$ ),  $\mu = 1.42 \cdot 10^{-5} Pa s$  a talajgáz (esetünkben a szén-dioxid) dinamikai viszkozitása,  $p$  a talajgáz nyomása (Pa),  $\rho$  a talajgáz sűrűsége ( $kg/m^3$ ), és  $\vec{g}$  a gravitációs gyorsulás ( $m/s^2$ ). A vivőgáz porózus közegben való áramlására vonatkozó kontinuitási egyenlet (Bird et al., 1960):

$$\varepsilon(\partial\rho/\partial t) = -div(\rho\vec{q}),$$

ahol  $\varepsilon$  a gázporozitás (a talaj teljes térfogatának talajgázzal kitöltött hányada). A szén-dioxid gáz állapotegyenlete, amennyiben feltételezzük, hogy ideális gázként viselkedik:

$$p = \rho RT,$$

ahol  $R = 189 J/(kg K)$  a szén-dioxid gázra vonatkozó ideális gázállandó,  $T$  pedig az abszolút hőmérséklet ( $K$ ).

Ezen egyenletek kombinálásával–izoterm transzportot feltételezve–a széndioxid vivőgáz áramlásának transzportegyenletét kapjuk:

$$\frac{\partial p}{\partial t} = \alpha \left\{ p \Delta p + \beta p \frac{\partial p}{\partial z} + (\nabla p)^2 \right\}, \quad (2)$$

ahol  $\alpha = k/\mu\varepsilon$ , és  $\beta = 2g/RT$ . Annak érdekében, hogy csökkentjük a független változók számát ebben a háromdimenziós modellszámításban a szén-dioxid fürdőmedencét és az azt körülvevő

teret henger alakúnak tekintettük. A (2) egyenlet hengerkoordinátákban, forgásszimmetrikus esetben:

$$\frac{\partial p}{\partial t} = \alpha p \left( \frac{\partial^2 p}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial p}{\partial r} + \frac{\partial^2 p}{\partial z^2} \right) + \alpha \beta p \frac{\partial p}{\partial z} + \alpha \left( \left( \frac{\partial p}{\partial r} \right)^2 + \left( \frac{\partial p}{\partial z} \right)^2 \right) \quad (3)$$

Az egyenletet a véges differenciák módszerével oldottuk meg.

A radon gáz porózus közegben való transzportegyenlete a következő (Csige és Svingor, 2003):

$$\frac{\partial C}{\partial t} = D_e \Delta C - \frac{\vec{q}}{\beta} \nabla C + \frac{G}{\beta} - \lambda C \quad (4)$$

Itt  $C(\vec{r}, t)$  a helytől és időtől függő  $^{222}\text{Rn}$ -aktivitáskoncentráció a porózus közeg gázfázisában ( $Bq/m^3$ ),  $D_e$  egy effektív diffúziós együttható ( $m^2/s$ ),  $\beta = (1 - m + Lm)$  a megoszlás-korrigált porozitás,  $m$  a víztelítettség (a pórustér vízzel telt hányada),  $L$  pedig a  $^{222}\text{Rn}$  víz és gázfázis közötti megoszlási hányadosa (Ostwald-koefficiens vagy más néven a mólkoncentrációkra felírt Henry-állandó),  $\lambda = 2.09838 \cdot 10^{-6} 1/s$  a  $^{222}\text{Rn}$  bomlási állandója. A forrástagnat az alábbi kifejezéssel adjuk meg:  $G = f \rho_d A_{Ra} \lambda$ , ahol  $f$  a  $^{222}\text{Rn}$  kibocsátási hányadosa a pórustérbe,  $\rho_d$  a száraz talaj sűrűsége ( $kg/m^3$ ) és  $A_{Ra}$  a talaj fajlagos (egységnyi száraz tömegre vonatkoztatott)  $^{226}\text{Ra}$ -aktivitáskoncentrációja ( $Bq/kg$ ).



## 4. Eredmények

Számos, egymástól független megfigyelésünk van arra vonatkozóan, hogyan változik a  $^{222}\text{Rn}$ -aktivitáskonzentráció egy mélyfúrásból táplálkozó mofettában (Szívkórház), a felszíni talajba mélyített száraz mofettákban (Bardócz- és Bene-mofetta), vagy a talajvízszint alá mélyülő nedves mofettában (Pokolsár). Ebben a munkában egy már korábban kifejlesztett és nemzetközi összehasonlításon is validált (Andersen et al, 1999), a gázok transzportját differenciál-egyenletekkel leíró determinisztikus matematikai modellek implementálásával olyan fizikai-földtani modellt sikerült kidolgoznom, amely egyszerre képes számot adni az említett Kovászna környéki különféle mofettákban mért radonkonzentrációk térbeli és időbeli változásairól. A koncepcionális elképzelés a következő.

A környék mofettagázai azonos mélységi tározóból (forrásból) származnak. A mélységi, vizes szerkezeteken át a felszín felé törő gázömlés radontartalma a felszínközeli üledékes kőzetek alatti rétegekben viszonylag alacsony, és a Szívkórház mofettáját tápláló 168 méter mély (a 2. ábrán F-10-es) fúrásból nyert gáz  $3 \text{ kBq/m}^3$ -es értékéhez hasonló nagyságrendű. Ebből fakadóan a Szívkórház esetében a tápforrásként szolgáló szén-dioxid gáz felbukkanása olyan útvonalon keresztül megy végbe, ahol nem vesz fel jelentősebb mennyiségű radont, másfelől a transzport kellően gyors ahhoz, hogy a gáz ne bomoljon le. Ennélfogva a mélységi transzport

mechanizmusát illetően – a viszonylag tágas gázvezető mélységi hasadékokon át bekövetkező – gázfázisú áramlás is elképzelhető.

A Szívkórházzal ellentétben a többi mofettában észlelt 10 - 30 kBq/m<sup>3</sup> nagyságú <sup>222</sup>Rn-aktivitáskoncentrációk fő forrása nem mélységi eredetű, hanem a felszínközeli üledékes kőzetekből származik. Különösen figyelemre méltó, hogy a Bardócz- és Benemofetták medenceterében a radon aktivitáskoncentrációja a gödör alján mérhető 5-10 kBq/m<sup>3</sup>-es értékről a felszín felé haladva 1 - 2 méterrel feljebb már 20-30 kBq/m<sup>3</sup>-re növekszik. Ez azzal magyarázható, hogy ezekben a mofettákban a <sup>222</sup>Rn elsődleges forrása valahol a medence oldalfalán található. Ugyanis a medence alatti rétegekből származó – viszonylag kis <sup>222</sup>Rn-aktivitáskoncentrációjú – gáz egy része a medence körüli üledékekben a felszín felé áramolva egyre több radont gyűjt magába, majd a medence oldalfalain keresztül beszivárog annak légterébe. Ehhez az advektív transzporthoz adódik még hozzá a medence falán diffúzió útján bejutó radon is, amely akár a domináns transzportmechanizmus is lehet.

A Pokolsár esetében a felszín felé szivárgó rétegvizek is a felszínközeli üledékes kőzetekből gyűjtik össze radontartalmuk jelentősebb részét. A Pokolsárban megjelenő rétegvizek oldott radontartalma ugyanakkor függ a szivárgási sebességtől. Ugyanis amennyiben a nagy radonkibocsátással rendelkező üledékes kőzeten történő átszivárgás túlságosan intenzív, a szivárgó víz kevesebb radon tud magába gyűjteni.

A Pokolsár iszapterébe belépő víz ugyanakkor jelentős mértékben túltelített szén-dioxiddal. A nyomáscsökkenés hatására gáz halmazállapotú szén-dioxid válik ki, amely buborékok formájában a Pokolsár medencéjének légterébe távozik. A Pokolsár iszapterében a kigázosodás során távozó szén-dioxid magával ragadja az oldott radon jelentős hányadát. Ezért a medencetér vizes fázisában az oldott radon aktivitáskoncentrációja jelentősen kisebb, mint a Pokolsarat tápláló rétegvízé. A medencetérben bekövetkező kigázosodás folyamán kiváló radon mennyisége ezenkívül függ még az iszap hőmérsékletétől is, a radon víz- és gázfázis közötti megoszlási arányának hőmérsékletfüggése miatt. Mindent összevetve a rétegvizek szivárgási sebessége hatást gyakorol a Pokolsarat tápláló vízforrások radontartalmára, ugyanakkor a Pokolsárban a kigázosodás mértéke és az iszap hőmérséklete meghatározza a Pokolsár iszapjában - és következésképpen a Pokolsár medencetérének gázfázisban - megfigyelhető  $^{222}\text{Rn}$ -aktivitáskoncentráció értékeit is.

Mindezt matematikai formalizmussal is leírhatjuk, ami lehetővé teszi, hogy a koncepcionális modellből következő hidro- és gázdinamikai modellünket kvantitatíve is összevessük a mérési eredményeinkkel. A következőkben az említett egyes mofettákra vonatkozóan bemutatom a kapott mérési eredményeket és a modellszámítások eredményeivel való összevetésüket. A modellezés során a "trial and error" módszert alkalmaztuk a modellszámítási eredmények mérési adatokra való legmegfelelőbb illeszkedés megtalálása érdekében.

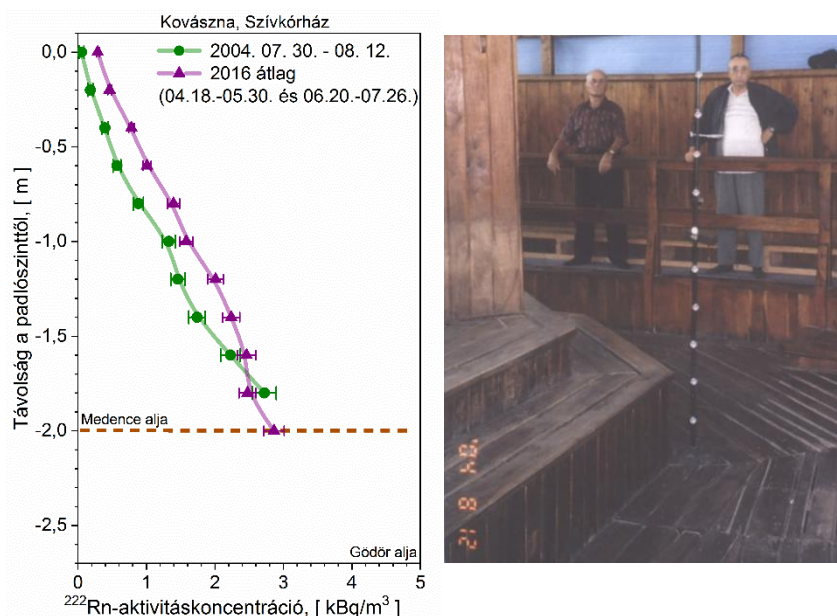
## 4.1. Radon a kovásznai mofettákban

### 4.1.1. Szívkórházi mofetta

Sonoc et al. (1984) vizsgálatai alapján a Szívkórházi mofettában viszonylag kevés radon található. Szabó Endre (1992) a Szívkórház mofettaiban az alábbi  $^{222}\text{Rn}$ -aktivitáskoncentráció értékeket mérte:

Tündérvölgy	1977. 06. 29.	3,27 kBq/m <sup>3</sup>
Szívkórházi új mofetta	1988. 04. 10.	2,32 kBq/m <sup>3</sup>
Szívkórházi mofetta	1989. 10. 23.	3,08 kBq/m <sup>3</sup>

Ezek a megállapítások összhangban állnak a mi saját korábbi (2004, és 2007-es) és jelenlegi (2016-os) Radamon típusú maratottnyom-detektoros radondetektorokkal végzett méréseinkkel (5. és 6. ábrák), amelyek alapján a medence aljára bevezetett mofettaágaz radontartalma kb. 3 kBq/m<sup>3</sup>.



5. ábra A  $^{222}\text{Rn}$ -aktivitáskonzentráció vertikális profiljai a kovásznai Szívkórház mofetta légterében. (A kép a 2004-es méréskor készült.)

A 2004-es és 2016-os mérés között eltelt időszakban jelentős felújítást hajtottak végre a mofettában, amelyet az eredmények is jól tükröznek. Míg a mofetta udvarának ÉNy-i részét - a jelentős talajszintkülönbség mérséklésére (50 cm-rel alacsonyabb a DK-i oldalhoz képest) - 120 tonna agyaggal, addig az alapzat belső oldalát földdel töltötték fel. Ezen beavatkozások hatására a medence aljától (-2,0 m) helyiség padlószintje (0,0 m) felé közeledve arányaiban nézve egyre nagyobb hányadban megnövekedett a  $^{222}\text{Rn}$ -aktivitáskonzentráció. Minthogy jelen esetben a radon gáz jó nyomjelzője a szén-dioxidnak, következésképpen elmondható, hogy a mofettagáz sokkal stabilabban fekszik a medencetérben, utalva arra, hogy jóval kisebb lett a levegővel való keveredésének mértéke.

A  $^{222}\text{Rn}$  gáz stacionárius (időben állandósult) transzportját a Szívkörház medencéjének légterében egy 1-dimenziós advekción-diffúziós modellel írjuk le:

$$D \frac{d^2 C(z)}{dz^2} - v \frac{dC(z)}{dz} - \lambda C(z) = 0, \quad (5)$$

ahol  $C(z)$  a  $^{222}\text{Rn}$ -aktivitáskoncentráció magasságkoordináta szerinti változása,  $D$  a  $^{222}\text{Rn}$  (keveredési) diffúziós együtthatója,  $v$  a gáz átlagos áramlási sebessége. Ezzel a modellel nemcsak a molekuláris diffúziót írhatjuk le, hanem a turbulens keveredést is, amit emiatt szoktak keveredési, vagy örvénydiffúzióknak is nevezni. A  $^{222}\text{Rn}$ -aktivitáskoncentrációt a medence légterének alsó ( $z_l$ ) és felső ( $z_u = 0 \text{ m}$ ) határán előírva:  $C(z_l) = C_l$ ,  $C(z_u) = C_u$  a transzportegyenlet megoldása a következő alakú:

$$C(z) = C_1 e^{\gamma_1 z} + C_2 e^{\gamma_2 z} \quad (6)$$

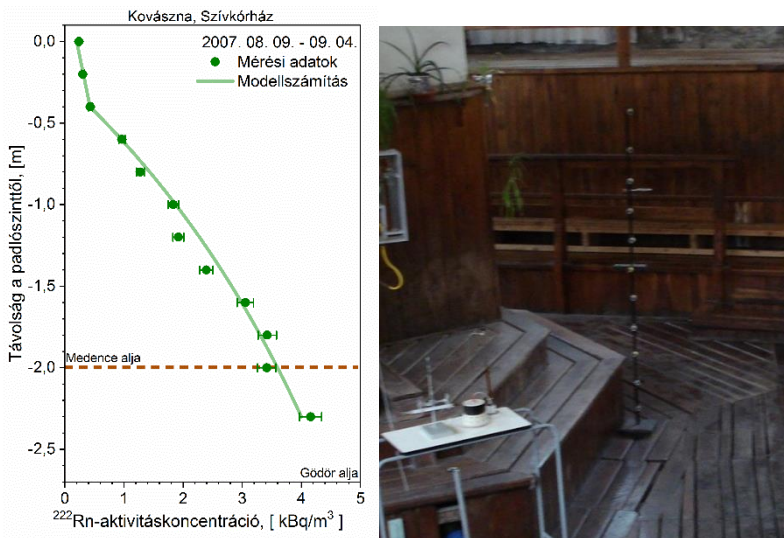
ahol

$$\gamma_1 = \frac{v + \sqrt{v^2 + 4D\lambda}}{2D}, \quad \gamma_2 = \frac{v - \sqrt{v^2 + 4D\lambda}}{2D},$$

és

$$C_1 = \frac{C_l - C_u e^{\gamma_2 z_l}}{e^{\gamma_1 z_l} - e^{\gamma_2 z_l}}, \quad C_2 = \frac{C_l - C_u e^{\gamma_1 z_l}}{e^{\gamma_2 z_l} - e^{\gamma_1 z_l}}.$$

A mérési adatokhoz való illesztés során a keveredési-diffúziós együtthatót, a légtér határain vett  $^{222}\text{Rn}$ -aktivitáskoncentrációkat, valamint a gázhozamot (amelyből kiszámítható a gázáramlás átlagos sebessége) változtattuk.



**6. ábra** Az átlagos  $^{222}\text{Rn}$ -aktivitáskonzentráció vertikális profilja 2007 nyarán, valamint a mérési adatokra illesztett görbe (modellszámítás). (A kép a 2007-es mérést mutatja.)

Amint az a 6. ábrán látható, a modellszámolásból kapott görbe viszonylag jól közelíti a mérési pontokat. A Szivkórház medencéjének légtérében a függőleges irányú tartományt jelen esetben egy alsó és felső részre osztottuk  $z = -0.4 \text{ m}$  körül. A két részben különböző keveredési diffúziós együtthatókkal számoltunk a modellszámítási eredmények mérési adatokra való megfelelőbb illeszkedése érdekében. Ez a felosztás azon a feltevésen alapul, hogy a medence felső részében a gáz keveredése sokkal nagyobb, mint az alsó részben, ahol a gáz stabilabban ül a medencében. A modell segítségével meghatározhatjuk a légtéri radon térbeli eloszlását.

A radon aktivitáskonzentráció alulról felfelé csökken. Hasonló térbeli eloszlás figyelhető meg a legtöbb mofettában (Néda et al., 2008 a; Néda et al., 2008 b; Cucoş et al., 2014; Incze et al., 2016; Sóki és Csige, 2016). A mofetta alján mért magasabb radon

aktivitáskoncentráció értékek kapcsolatban állnak a mofetta terület geológiai sajátosságaival. A vivőgázok, mint a szén-dioxid (esetenként jelentősebb metántartalommal) meghatározó szerepet játszanak a nyomgázok, mint a radon (vagy hélium) felszín felé történő szállításában és elosztásában (Etiope és Martinelli, 2002). Így sok esetben a medencetérbe lépő radon forrásának közvetlenül a hordozó mofettagázok tekinthetők. Ennek következtében a radon vertikális eloszlása a vivőgázéhoz hasonló mintázatot mutat, a radon jó nyomjelzője a mofettagázoknak. A medencében alulról felfelé a padlószint irányába haladva a radon koncentrációjában bekövetkező csökkenést a szén-dioxid gáz levegővel való keveredése okozza.

#### **4.1.2. Pokolsár**

A Kovászna főterén található Pokolsár esetében a 2016-2017 esztendőkből a négy évszakot képviselő egy-egy magasságprofil mérünk a  $^{222}\text{Rn}$ -aktivitáskoncentráció változására a talajfelszíntől való távolság függvényében. Az egyes évszakokban Radamon típusú maratottnyom-detektoros radondetektorokat helyeztünk ki a 7. ábrán látható függőleges profil mentén.

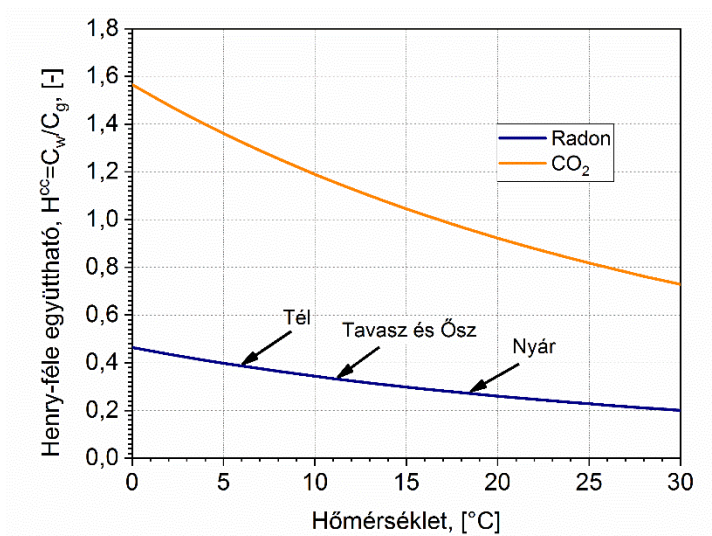




7. **ábra** Kísérleti elrendezés a kovásznai Pokolsár víz- és légterében. (Gyila S. rajza, és a téli mérés fotója.)

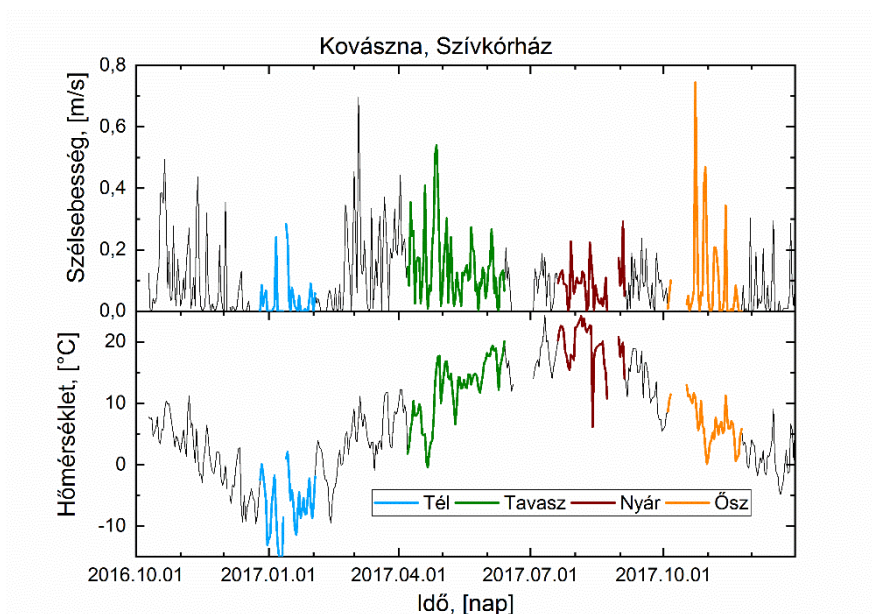
A Radamon radondetektor a vízben oldott  $^{222}\text{Rn}$  aktivitáskoncentrációjának a mérésére is alkalmas. A mérőegységet mindössze egy, a víz detektorba jutását megakadályozó, gondosan megválasztott vékony ( $15\ \mu\text{m}$ ) gumimembránba (masculan<sup>®</sup> condom) kell helyezni, amely ugyanakkor a vízben oldott radon gázt kellő mértékben átengedi (Hakl et al., 1995). Esztétikai okokból az így becsomagolt detektorokat inox acél anyagú teafűtartókba is behelyeztük. A mérőegységeket – egymástól adott távolságra – egy kötéltre fűztük fel, amelynek végére nehezéket kötöttünk, míg a felső végét a Pokolsár védőrácsához rögzítettük. Ennélfogva az egyes detektorok a külső terepszinthez viszonyítva mindig azonos magasságban helyezkedtek el. A Pokolsár vízállása a mérés időtartama alatt kis mértékben változott, ebből adódóan a vízszint

közelében található detektor olykor a víz felett, olykor alatta helyezkedett el. A vízben lévő Radamonok esetében a mérőtérfogatban kialakuló  $^{222}\text{Rn}$ -aktivitáskoncentráció hozzávetőleg megegyezik a vízben oldott  $^{222}\text{Rn}$ -aktivitáskoncentrációnak ( $C_w$ ) a gázfázisra - a hőmérséklettől függő Henry-féle együtthatóval ( $H^{cc} = C_w/C_g$ , 8. ábra) - átszámított ( $C_g$ ) aktivitáskoncentrációjával.



8. ábra A Henry-féle együttható a hőmérséklet függvényében a vízben oldódó radon és szén-dioxid esetében (Sander, 2015 alapján)

A 9. ábrán egy Davis Instruments Vantage Pro2 típusú automata mikrometeorológiai állomással a kovásznai Szívkórház területén mért léghőmérséklet, és szélesebbég adatsor látható.



9. ábra Léghőmérséklet és szélsébség adatsor. A színezzel jelölt időszakokban voltak a detektorok kihelyezve a Pokolsárban.

Meghatároztuk az átlagos léghőmérséklet, és az átlagos szélsébség értékeket. Az V. táblázat a víz radontartalmának számításához felhasznált adatokat tartalmazza.

V. táblázat A víz radontartalmának meghatározásához használt adatok

Mérési időszak	Átlagos léghőmérséklet [°C]	Átlagos szélsébség [m/s]	Víz hőmérséklet [°C]	H <sup>cc</sup> [-]
Téli	-7,0	0,04	6	0,387
Tavasz	12,1	0,15	11	0,334
Nyár	19,9	0,09	18	0,275
Ősz	6,4	0,09	11	0,334

A Pokolsár körüli földtani környezetet – a radon transzportja szempontjából - két részre osztjuk: egy viszonylag alacsony ( $G_d$ ) radon forrástaggal jellemezhető mélységi kőzetre, amelynek felső

határa a felszíntől mérve 7 méter mélységben található ( $z_3 = -7$  méter); valamint az erre települt üledékes kőzetre, amelynek megközelítőleg egy nagyságrenddel nagyobb ( $G_s$ ) a radon kibocsátása. Az üledékes kőzetben található – s egyben a Pokolsár vízszintjét is jelölő – talajvíztükör felszíntől való távolsága  $z_1 = -2,45$  méter. A Pokolsár medencéjének az alja  $z_2 = -4,1$  méterben található. A mélységi és az üledékes kőzetek porozitását egyformán  $\phi = 0,5$ -nek vettük. 1 dimenziós modellt alkottunk, amelyben a mélységi és az üledékes kőzetben valamilyen  $v$  nagyságú átlagos szivárgási sebességgel ( $m/s$ ) szivárog felfelé a  $[CO_2]_w$  széndioxid koncentrációjú ( $mol/m^3$ ) borvíz. (A szögletes zárójel jelen fejezetben a mólkonzentrációt jelöli.) Ez az ásványvíz a Pokolsár medencéjének alján lép be a Pokolsár iszapterébe. A medencetérben a víz  $q = v\phi$  (Darcy-sebesség) átlagos térfogatáram-sűrűséggel felfelé mozog, ahonnan a medence oldalfalain (a talajvízszint szintjén) kilépve az üledékes kőzetben elszivárog a Kovászna-pataka irányába. A gázkiválás teljes egészében a Pokolsár iszapterében történik.

A mélységi és az üledékes kőzetben a  $^{222}Rn$ -aktivitáskonzentráció hely szerinti változását stacionárius esetben a

$$D \frac{d^2C}{dz^2} - v \frac{dC}{dz} + G - \lambda C = 0 \quad (7)$$

differenciálegyenlettel írjuk le, ahol  $C(z)$  most a  $^{222}Rn$ -aktivitáskonzentráció a pórusteret teljes egészében kitöltő folyadékfázisban ( $Bq/m^3$ ),  $D$  a diszperziós együttható. A

molekuláris diffúzió elhanyagolható, ugyanis a radon gáz (molekuláris) diffúziós hossza vízben kb. 1 cm. Ugyanakkor a víz áramlásának következtében diszperzió lép fel, és a hosszirányú diszperziós hossz (amit a szivárgási sebességgel arányosnak szoktak tekinteni) már egy néhány méteres diffúziós hosszak megfelelő diffúziós együtthatót indokol. A fenti differenciálegyenlet megoldása a mélységi közet:

$$C_d(z) = C_{d0}e^{\gamma_1 z} + \frac{G_d}{\lambda}, \quad z < z_3, \quad (8)$$

valamint az üledékes közetréteg esetén:

$$C_s(z) = C_{s0}e^{\gamma_2 z} + \frac{G_s}{\lambda}, \quad z_3 \leq z \leq z_2, \quad (9)$$

ahol

$$\gamma_1 = \frac{v + \sqrt{v^2 + 4D\lambda}}{2D}, \quad \gamma_2 = \frac{v - \sqrt{v^2 + 4D\lambda}}{2D}.$$

A  $C_{d0}$  és  $C_{s0}$  együtthatókat a mélységi és üledékes kőzetek határfelületén a határfeltételekből, vagyis a  $z = z_3$  magasságban az aktivitáskoncentrációk és az aktivitásáram-sűrűségek egyenlőségéből kapjuk:

$$C_{d0} = \frac{\gamma_2}{\gamma_2 - \gamma_1} \frac{G_s - G_d}{\lambda} e^{-\gamma_1 z_3}, \quad C_{s0} = \frac{\gamma_1}{\gamma_2 - \gamma_1} \frac{G_s - G_d}{\lambda} e^{-\gamma_2 z_3}.$$

A Pokolsár medencéjének iszapterére feltételezzük, hogy abban olyan mértékű a keveredés, hogy a víz  $C_w$   $^{222}\text{Rn}$ -aktivitáskoncentrációja nem függ a helytől. A vonatkozó radon mérlegegyenlet:

$$\frac{dC_w}{dt} = \frac{1}{z_2 - z_1} (j_2(z_2) - j_b - v\phi C_w) - \lambda C_w. \quad (10)$$

Itt  $j_2(z_2)$  a  $^{222}\text{Rn}$  aktivitásáram-sűrűsége a medence alján, amely a következő alakban írható fel:

$$j_2(z_2) = (v - D\gamma_2)e^{\gamma_2 z_2} \phi C_{s0} + v\phi \frac{G_s}{\lambda}.$$

A (10) mérlegegyenletben  $j_b$  a buborékok által elszállított  $^{222}\text{Rn}$  aktivitásáram-sűrűsége, amit a buborékok általi szén-dioxid gáz  $Q_{bV}$  térfogatáram-sűrűségének ( $m^3/m^2s$ ) és a buborékokban lévő  $^{222}\text{Rn}$ -aktivitáskoncentráció ( $C_b = C_w/H^{cc}$ ) szorzataként kapunk.

$$j_b = Q_{bV} C_b$$

A buborékokban lévő  $^{222}\text{Rn}$ -aktivitáskoncentráció a Henry-féle megoszlási együtthatón ( $H^{cc}$ ) keresztül függ a vízben lévő  $^{222}\text{Rn}$ -aktivitáskoncentrációtól. A radon gáz hőmérséklet függő megoszlási aránya a folyadék és a gázfázis között megadható a következőképpen:

$$H^{cc}(T) = \frac{C_w}{C_b} = H^{cp}(T) R T = H_0^{cp} R T e^{\alpha \left( \frac{1}{T} - \frac{1}{T_0} \right)}, \quad (11)$$

ahol  $R = 8,314 J/(mol K)$  az általános gázállandó,  $T [K]$  az abszolút hőmérséklet, és  $T_0 = 298,15 K$  egy viszonyítási hőmérséklet.  $H_0^{cp}$  és  $\alpha$  kísérletileg meghatározható állandók.

Hasonló kapcsolat van a vízben oldott szén-dioxid és a gázfázisú szén-dioxid koncentráció között is. A mérési adatokhoz

illesztett paramétereket az alábbi (VI.) táblázat tartalmazza, a kapott összefüggéseket ábrázoltam korábban a 8. ábrán is:

**VI. táblázat** Kísérletileg meghatározható illesztett paraméterek (Lide és Frederikse, 1995 alapján)

	$\alpha$ , [ - ]	$H_0^{cp}$ , [ $mol/(m^3 Pa)$ ]
<b>Radon</b>	2600	$9,2 \cdot 10^{-5}$
<b>Szén-dioxid</b>	2400	$3,3 \cdot 10^{-4}$

Feltételezzük, hogy a medencetérben a belépő vízből buborékok formájában mindaz a szén-dioxid kiválik, ami a légköri nyomásnak megfelelő telítési oldott  $[CO_2]_t$  fölött van. A vízből buborékok formájában kiváló szén-dioxid gáz anyagáram-sűrűsége így:

$$Q_b = q([CO_2]_w - [CO_2]_t) \text{ , [ mol/(m}^2\text{s) ]}$$

ahol  $[CO_2]_t = H_{CO_2}^{cp}(T)p_{CO_2}$  a vízben oldott szén-dioxid egyensúlyi koncentrációja a  $p_{CO_2} = 10^5 Pa$  (légköri) parciális szén-dioxid nyomáson és  $T$  hőmérsékleten. Az anyagáram-sűrűséget át kell alakítani térfogatáram-sűrűséggé. Ehhez szükség van a szén-dioxid  $[CO_2]_b$  mólkonzentrációjára a buborékokban. Az ideális gáz állapotegyenlete szerint:  $p_{CO_2} = [CO_2]_b RT$ , ahonnan  $[CO_2]_b = p_{CO_2}/(RT)$ . A buborékokkal távozó széndioxid térfogatáram-sűrűsége tehát:

$$Q_{bv} = \frac{Q_b}{[CO_2]_b} \text{ , [ m}^3\text{/(m}^2\text{s) ] .}$$

A buborékokkal távozó  $^{222}\text{Rn}$  aktivitásáram-sűrűsége így:

$$j_b = Q_{bv}C_b = Q_{bv} \frac{C_w}{H_{Rn}^{cc}(T)}, \left[ \frac{Bq}{m^2 s} \right].$$

Behelyettesítve mindezeket a medencetér (10) radon mérlegegyenletébe stacionárius esetben:

$$(v - D\gamma_2)e^{\gamma_2 z_2} \phi C_{s0} + v\phi \frac{G_s}{\lambda} - Q_{bv} \frac{C_w}{H_{Rn}^{cc}(T)} - v\phi C_w - \lambda(z_1 - z_2)C_w = 0,$$

ahonnan a Pokolsár vizének átlagos <sup>222</sup>Rn-aktivitáskoncentrációja:

$$C_w = \frac{(v - D\gamma_2)e^{\gamma_2 z_2} \phi C_{s0} + v\phi \frac{G_s}{\lambda}}{\frac{Q_{bv}}{H_{Rn}^{cc}(T)} + v\phi + \lambda(z_1 - z_2)},$$

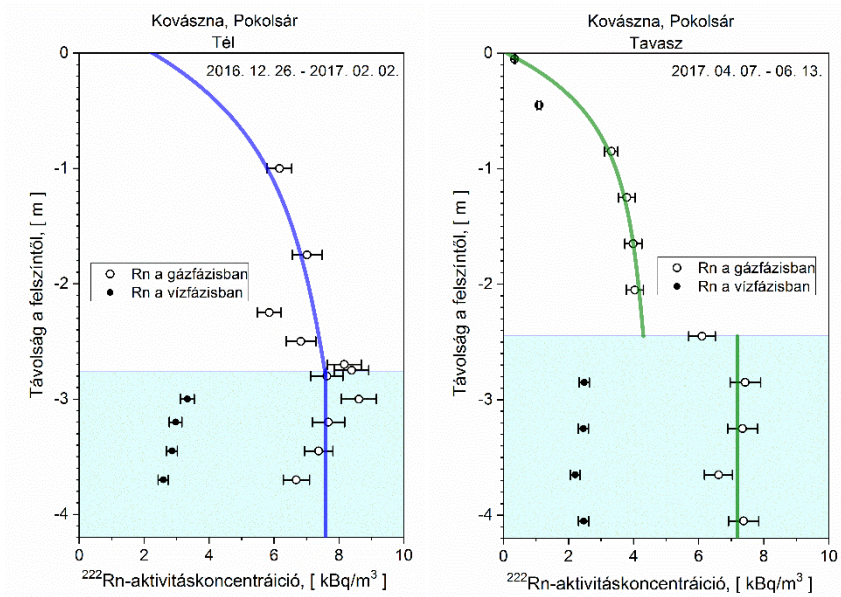
illetve  $C_{s0}$  kifejezését is behelyettesítve az alábbi kifejezést kapjuk:

$$C_w = \frac{\frac{\phi}{\lambda} \left\{ \frac{(v - D\gamma_2)\gamma_1}{\gamma_2 - \gamma_1} (G_s - G_d)e^{\gamma_2 h_s} + vG_s \right\}}{\frac{Q_{bv}}{H_{Rn}^{cc}(T)} + v\phi + \lambda h_w}, \quad (12)$$

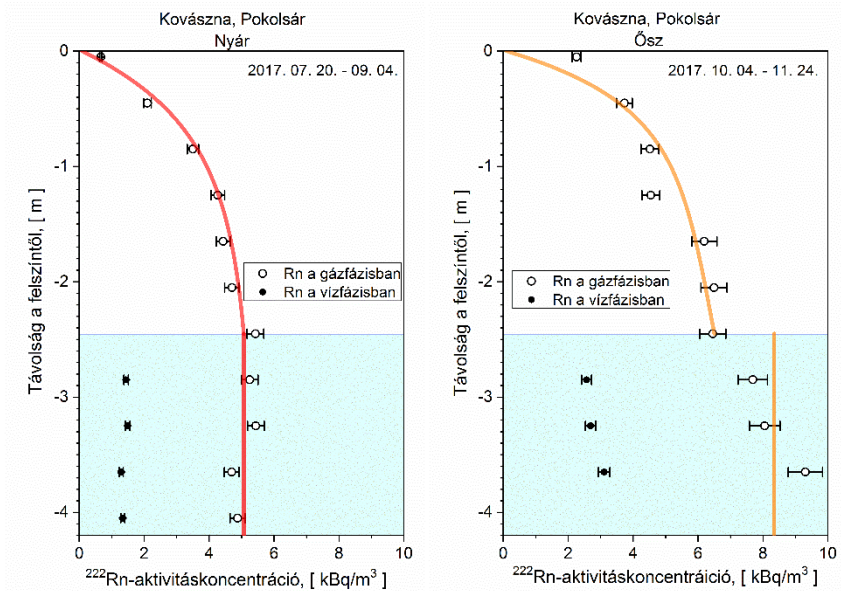
ahol  $h_s = (z_2 - z_3)$  az üledék vastagsága a medence alatt, míg  $h_w = (z_1 - z_2)$  a medence vízrétegének vastagsága.

A 10. és 11. ábrák a mérési adatokat és rájuk illesztett modellszámítási eredményeket, továbbá a vízben oldott <sup>222</sup>Rn aktivitáskoncentrációkat is mutatja.





10. ábra A téli és tavaszi időszakban azonos gázhozammal (1,2 m<sup>3</sup>/h) számoltuk.



11. ábra Nyáron 2,4 m<sup>3</sup>/h-es, míg ősszel 0,7 m<sup>3</sup>/h-es gázhozammal számoltunk.

Megállapítható, hogy a radonkoncentrációk az évszakoktól függően eltérő mintázatot mutatnak (10. és 11. ábrák), továbbá a

Pokolsár légterében és vizében kialakuló radonszintet döntően a szélsébség és a talajvíz áramlása befolyásolja. A légtér esetében a radon forrásának a vízből kiáramló gáz tekinthető.

Általános tapasztalat, hogy a szén-dioxid fürdőmedencékben télen sokkal alacsonyabb a gáz szintje, mint nyáron. Ennek az a magyarázata, hogy hideg téli időszakban természetes okoknál fogva a medencékben lévő szén-dioxid gáz jobban keveredik a levegővel, és e miatt felhígul a radontartalma is. Egyfajta hőkonvekciós áramlás okozta hígulás következik be. Mivelhogy a környezetéhez képest melegebb mofetta gázok a medence közepén felfelé emelkednek, miközben a hűvösebb felszíni levegő lefelé áramlik a medence szélein. Ebből kifolyólag azt várhatjuk, hogy a radon koncentrációja télen csökkenjen a mofetta gáz szintjével együtt.

Ezzel ellentétben azt találtuk, hogy a mofettagázok radontartalma még télen is olyan nagymértékű, hogy a vizes fázishoz hasonló kimagasló értékeket mértünk a légtérben is.

Tavasszal azonban jóval alacsonyabb radon-aktivitáskoncentrációt mértünk a légtérben a vizes fázishoz viszonyítva. Mindez a tavaszi szeles időjárás során - a felszíni levegővel való intenzívebb keveredés eredményezte - hígító hatással magyarázható.

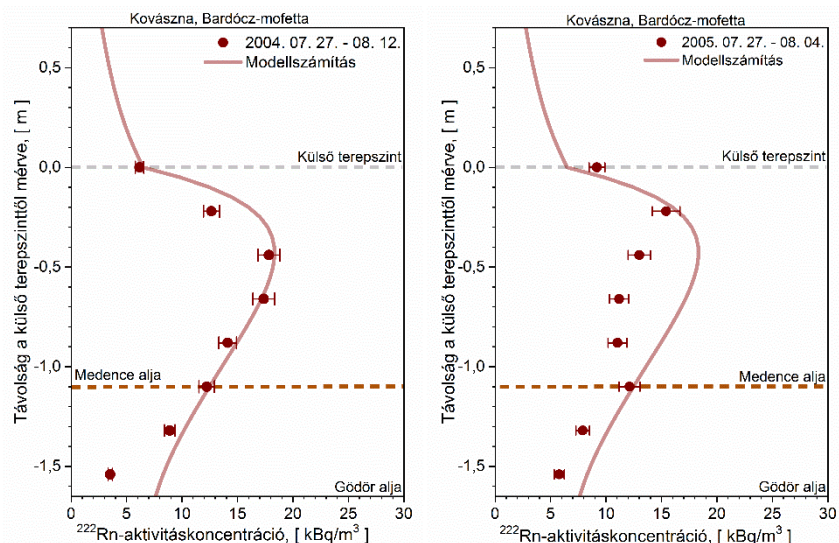
A nyári és őszi mérések (11. ábra) eredményei szintén eltérnek a várakozástól. Bár a nyári hónapokban mért radon szint a légtérben és a vizes fázisban is egyaránt stabil, ugyanakkor alatta marad a téli értékeknek, pedig nyárra tehető az intenzívebb működés időszaka.

Az általános tapasztalattól eltérő szezonális változást az okozza, hogy ezeknél a mofettáknál a radonkoncentrációk fő forrása nem a medence alján feltörő szén-dioxid, hanem a felszínközeli talaj. Azaz a dúsulás mértéke a rétegvíz áramlási sebességétől és a radonban gazdag réteg felszínhez viszonyított távolságától is függ. Tehát télen az alacsonyabb szivárgási sebességének köszönhetően a radon forrásául szolgáló felszínközeli rétegekben hosszán időzve nagyobb radonkoncentrációjúvá dúsulnak, mint a tavaszi, nyári időszakban. Ennek értelmében a radon tartalom és az áramlási sebesség között fordított arányosság áll fenn. Minél intenzívebb az áramlás, annál kevesebb radon halmozódhat fel.

A vízben oldott  $^{222}\text{Rn}$  aktivitási koncentrációk télen magasabbak, mint nyáron a radonnak a víz- és gázfázis közötti megoszlási arányának hőmérsékletfüggése miatt is.

#### **4.1.3. Bardócz- és Bene-mofetta**

Korábbi Radamon típusú maratottonyom-detektoros radondetektorokkal végzett méréseink során derült fény arra, hogy a kovásznai Bardócz-mofettában a medence légterében a medence oldalfalától kb. 30 cm-re mért függőleges radonprofil anomális viselkedést mutat (12. ábra).

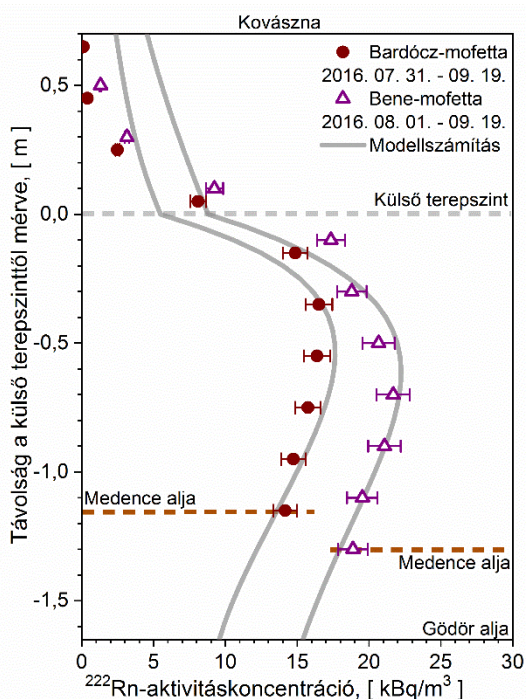


**12. ábra**  $^{222}\text{Rn}$ -aktivitáskoncentráció vertikális profilja a Bardócz-mofettában 2004 és 2005 nyarán. A két ábrán szereplő modellszámítási görbe azonos.

Míg a Bardócz-mofetta legalján 3-6  $\text{kBq/m}^3$  közötti a  $^{222}\text{Rn}$ -aktivitáskoncentráció, addig 1-1,5 méterrel feljebb 15-17  $\text{kBq/m}^3$  közötti értékeket mérhetünk (12. ábra). Normális esetben azt várnánk, hogy a mofettagázok elsősorban a medence alján lépnek be, és az oldalfalon beszivárgó gázok csupán csekély mértékű hatást gyakorolnak a medencetérben kialakuló szén-dioxid és  $^{222}\text{Rn}$ -aktivitáskoncentrációkra. Ilyen esetben a medence alján belépő gázoknak a kültéri levegővel történő keveredését leszámítva más befolyásoló tényezőt nem nagyon kell figyelembe vennünk a medencetérben. Ennek eredményeképp a  $^{222}\text{Rn}$ -aktivitáskoncentráció exponenciálisan csökken a medence aljától felfelé haladva. A mofetták többségében efféle térbeli eloszlás figyelhető meg, így például a kovásznai Szívkórház mofettájában,

vagy a mátraderecskei Mofetta medencéiben is. Ebből adódóan az ettől eltérő viselkedést /radonprofil/ anomálisnak nevezhetjük.

A Bardócz-mofettához közel helyezkedik el a hozzá sok tekintetben hasonló Bene-mofetta is. A két mofettában 2016 során párhuzamosan végzett méréseim szerint nagyon hasonlóan viselkedik a Bene-mofetta is a  $^{222}\text{Rn}$ -aktivitáskonzentráció magasság szerinti változását illetően (13. ábra).



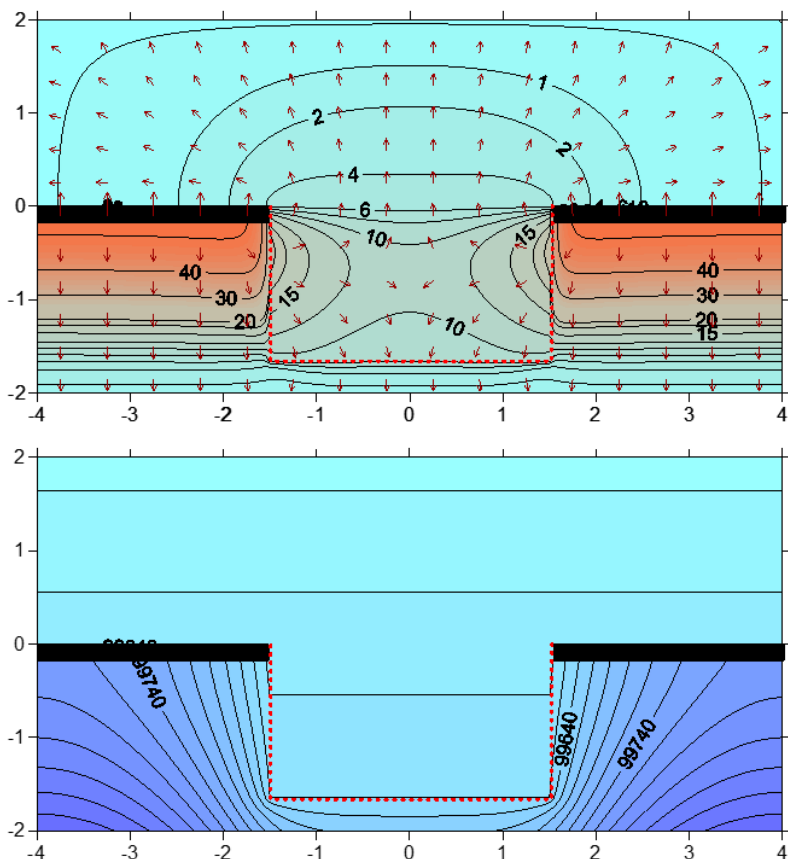
13. ábra  $^{222}\text{Rn}$ -aktivitáskonzentráció változása a magasság függvényében a Bardócz- (barna) és Bene-mofettában (lila) 2016 nyarán.

A medence alján beszivárgó gázelegy alacsony Rn-tartalma arra utal, hogy az a hely, ahol a szén-dioxid gázfázként kiválik a felszín felé szivárgó rétegvízből, igen közel helyezkedik el a medence aljához. Mindemellett a medence oldalfalain belépő gázok

már jelentős mennyiségű radont képesek begyűjteni a felszínközeli üledékes kőzeteken való átszivárgásuk során. Mivel a medence alján bekerülő gáz hőmérséklete hidegebb, mint az oldalfalakon keresztül bejutó gázoké, ezért hőkonvekciós áramlások nem alakulnak ki. Ennek köszönhető, hogy a  $^{222}\text{Rn}$ -aktivitáskoncentráció alulról felfelé növekszik. Mindezek alapján megállapítható, hogy a  $^{222}\text{Rn}$  forrása elsődlegesen nem a medence alján feltörő gyógygáz, hanem valahol a medence oldalfalán található.

Az itt elmondottakat támasztják alá a Bardócz- és Benemofetták transzportviszonyaira vonatkozó modellszámítással kapott eredményeim is. A számítások során a henger alakú tartomány alsó határán konstans gázfluxust, és konstans  $^{222}\text{Rn}$ -aktivitáskoncentrációt írtam elő. A tartomány palástján zéró gáz- és radon fluxust feltételeztem. A medencetérben (beleértve a medence alaplapját és a palástját is) a nyomást a barometrikus magasságformula szerint állítottam be. Az időfüggő modellszámításokban szintén a barometrikus magasságformula szerinti nyomást állítottam be kezdeti állapotnak a medence körüli üledékes kőzet gázterére vonatkozóan is. Kimutatható ugyanis, hogy stacionárius esetben a barometrikus magasságformula kielégíti a vívőgáz áramlásának (2) transzportegyenletét.

A 3 dimenziós számítások egy jellegzetes eredményét mutatom be a 14. ábrán.



**14. ábra** Felső ábra:  $^{222}\text{Rn}$ -aktivitáskonzentráció a Bardócz-mofetta medencetérében. A nyilacsókák a  $^{222}\text{Rn}$  diffúziós áramának irányát mutatják, az advektív áram nincs feltüntetve; Alsó ábra: a nyomástér Pa-ban.

A medencetérben a gáz áramlását összenyomhatatlannak vettem, és csupán a kontinuitási egyenletet használtam az áramlási tér sebességmezőjének a kiszámításához. (Ez nagyban egyszerűsítette a számításokat a medencetérre vonatkozóan.) Peremfeltételként itt a medence körüli térrészre vonatkozó transzportszámításból kaptam, a medence alján és oldal falán keresztül szivárgó gáz idő- és térbeli változását használtam. Mivel a medence

nagyrészt – a levegőnél másfélszer sűrűbb - szén-dioxiddal telített, a medence felszíne és partja felett egy 10 cm vastagságú rétegében vízszintesen áramoltatva eltávolítottam a gázt, amit szintén az anyagmegmaradás kontinuitási egyenlete korlátoz. A radon transzportját a medencetérben és az azt körülvevő helyiség légtérben egy advekciós-(keveredési) diffúziós egyenlettel írtam le. A helyiség felső részén és oldalfalain a kültéri koncentrációval azonos  $^{222}\text{Rn}$ -aktivitáskoncentrációt állítottam be peremfeltételnek.

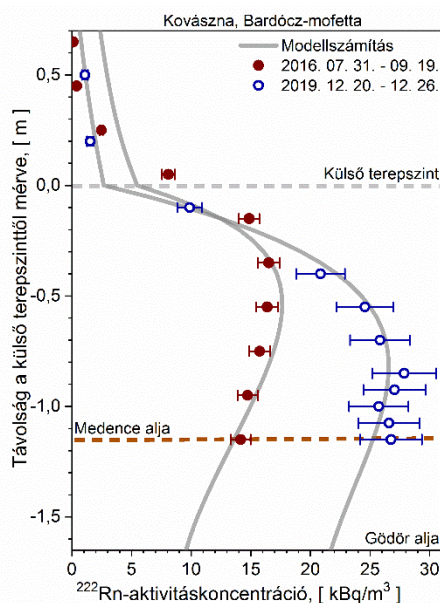
A 14. ábrán is jól megfigyelhető, hogy a mofettamedence oldalfalának közelében a  $^{222}\text{Rn}$ -aktivitáskoncentráció a mérésekkel összhangban a medence aljától felfelé haladva kezdetben növekszik, majd a medence partja közelében csökkenni kezd. A transzportparaméterek alkalmas megválasztásával el tudtam érni, hogy a Bardócz- és Bene-mofetták esetében mért  $^{222}\text{Rn}$ -aktivitáskoncentráció profilokhoz jól illeszkedő, ezekből a modellszámításokból kapott görbéket illesszek. Az ebben a fejezetben szereplő ábrákon (12-13. és 15. ábrák) minden ilyen görbe ilyenfajta modellszámításból származik.

Mint azt a 13. ábra esetében láthatjuk, a Bardócz- és a Bene-mofettákban a radon profilok lefutása hasonló, azonban a Bardócz-mofetta esetében a  $^{222}\text{Rn}$ -aktivitáskoncentráció rendre (némileg) alacsonyabb. Ez egyrészt a Bardócz-mofetta alatti intenzívebb gázhozammal magyarázható. Ugyanis a gáz minél gyorsabb áramlik át a radonban gazdag rétegen, annál kevesebb radont tud magába gyűjteni. Másrészt, míg a Bardócz-mofetta csak részlegesen (elől és egyik oldalán), addig a Bene-mofetta teljesen körbebetonozott. Ez



egyfajta fedőréteggént útját állja a felszín felé szivárgó gáznak, ami ezáltal - radon többletet okozva - a medence oldalfala felé áramlik. E két tényező együttesen játszhat szerepet a Bardócz-mofettában tapasztalható alacsonyabb radonszintek kialakulásában.

A szezonális változások vizsgálata céljából összehasonlító radonprofil mérést végeztem a Bardócz-mofetta légterében egy téli és egy nyári időszakban, az eredményeket a 15. ábrán mutatom be.



**15. ábra** A  $^{222}\text{Rn}$ -aktivitáskonzentráció vertikális profilja a Bardócz-mofettában 2016 augusztus-szeptemberében és 2019 decemberében

A Bardócz-mofettában (15. ábra) a már korábban tárgyalt Pokolsárhoz hasonlóan szezonális változás figyelhető meg a radontartalom alakulásában. Tavasszal és nyáron a radontartalom számottevően kisebb, mint az őszi és téli időszakban. Ez a megfigyelés jól értelmezhető azzal a feltételezéssel, hogy a tavaszi és nyári időszakokban a borvízforrások hozama, ami a

rétegvízáramlások intenzitásváltozásának a következménye, jóval nagyobb, mint ősszel és télen. Ezáltal a mélyből induló, aránylag kis radontartalmú gáznak nincs annyi ideje a radon felvételére a felszínközeli rétegekből, mint ősszel és télen, amikor a kisebb szivárgási sebességének köszönhetően a radon forrásául szolgáló rétegekben tovább időzve nagyobb radonkoncentrációjúvá dúsulnak.

#### **4.2. Radon a mátradereskei mofettában**

Mátraderesken a szén-dioxid gáz a térség nagymélységű (1000 m mélységben), szerkezetileg erősen töredezett triász kori karsztvíz-tárolójából ered. Ez – az adott hőmérsékleti és nyomásviszonyok között – gázzal telített állapotú mélységi víz- és gáztároló a környezetéhez képest relatíve kiemelt helyzetben található, ennél fogva gázfelhalmozódásra alkalmas szerkezetet, ún. csapdát képez. A gáz az eocén vulkáni andeziten keresztül – annak szerkezeti törései mentén – szivárog szezonális intenzitással a felszín irányába, ahol az andezit bontott zónájában oldalirányban szétterjed. A felszínre csupán a gázrekesztő fiatal (oligocén) üledékek kisebb vastagságú (<5 méter) vagy hiányzó területein át juthat, miközben a tufitrétegen átáramolva a gáz radonban is dúsul (Vásárhelyi et al., 1997).

A mátradereskei mofettában 2 darab gázmedence szolgálja a betegek kezelését. A mofettát 2004-ben adták át, de csak 2007 óta működik megfelelően. 2007 előtt a medencék gázellátottsága nem volt kielégítő. Ahhoz, hogy a két medence feltöltődjön, mintegy 3 - 4 napra volt szükség. Tekintettel a medencék térfogatára

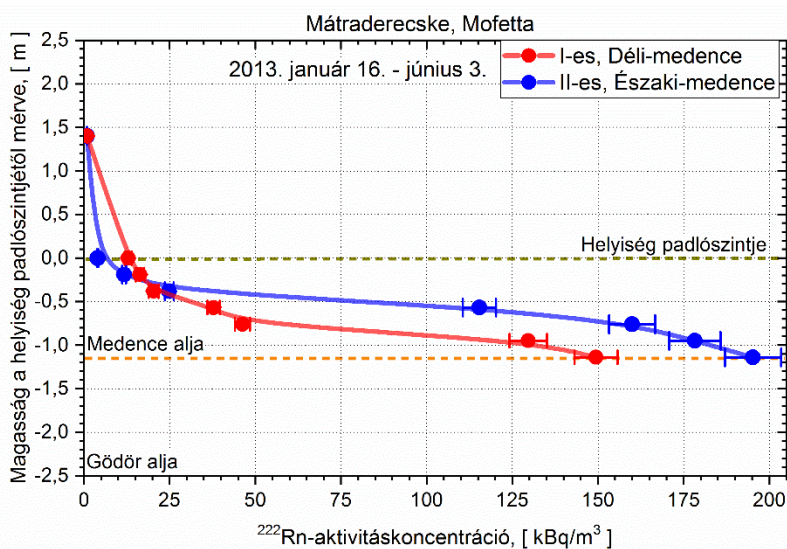
(egyenként kb. 100 m<sup>3</sup>), és egy, a medencetérbe bevezetett kutatófurás korábbi mérésekből ismert 15-20 m<sup>3</sup>/nap-os gázhozamára (Csige, 2002), megállapítható volt, hogy a két medencét elsődlegesen csak a kutatófurás táplálta. Ezt a problémát azonban a lokális gázszivárgási viszonyok jobb megismerését követően a mofettagödröknek a gázvezető töredezett andezitrétegekig való mélyítésével sikerült korrigálni, aminek eredményeképpen 2007 óta a medencék alján beszivárgó gáz hozama nagyságrendileg 100 m<sup>3</sup>/nap körül van. Figyelembe véve, hogy a gödrök térfogatának tekintélyes hányada az ácsolat alatt található, a fellelhető gáz kihasználtsága fölöttébb kedvezőtlen. Ugyanis annak érdekében, hogy a gáz felbukkanjon a medence alján, ahhoz előbb a közel 140 cm mély ácsolat alatti térrésznek kell feltöltődnie. Mindemellett ily módon a mélységi eredetű gázoknak jóval tágasabb tér áll rendelkezésre a helyiség levegőjével való keveredéshez.

Ebben a fejezetben a mátraderecskei mofetta épületében 2017 óta végzett saját illetve korábbi évek mérési jegyzőkönyveiben rendelkezésemre bocsátott <sup>222</sup>Rn-aktivitáskoncentráció mérések eredményeit dolgoztam fel. A <sup>222</sup>Rn-aktivitáskoncentráció mérése főként Radamon típusú maratott-nyomdetektoros, továbbá AlphaGUARD típusú ionizációs kamrás, illetve Dataqua típusú félvezető-detektoros radondetektorokkal történt. A mérési pontok minden esetben úgy lettek megválasztva, hogy átfogó képet kapjunk a radon gáz forrásáról és terjedéséről, valamint az épületkomplexum egyes helyiségeiben kialakuló átlagos <sup>222</sup>Rn-aktivitáskoncentráció értékekről. A medencehelyiségekhez tartozik egy-egy Guardian Plus

D600-as infravörös szén-dioxid gázelemző is, amely automatikus váltással, időosztásos alapon medencénként 4-4 különböző mintavételi helyről szívott gáz szén-dioxid koncentrációját méri.

#### 4.2.1. Radon a medencehelyiségekben

Kiindulásképpen a 16. ábrán a mofetta medencehelyiségeiben a 2013-as téli-tavaszi időszakra eső  $^{222}\text{Rn}$ -aktivitáskonzentráció mérések eredményeit mutatom be. Az ábrákon látható folytonos vonalak itt nem modellszámításból származó eredmények, hanem csak a mérési adatokat (B-Spline módszerrel) összekötő görbék.



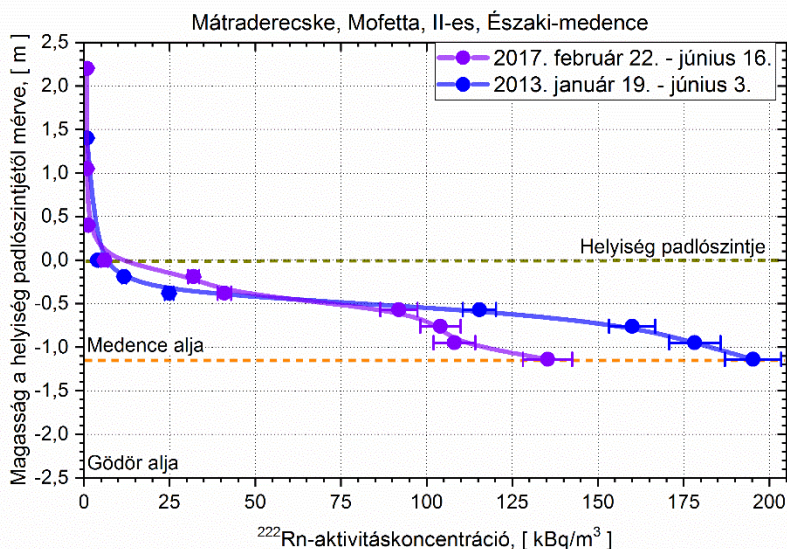
16. ábra A  $^{222}\text{Rn}$ -aktivitáskonzentráció változása a magassággal az I-es, Déli- és a II-es, Északi-medence légterében.

A  $^{222}\text{Rn}$ -aktivitáskonzentrációja a medencék alján (a helyiség padló szintjétől mérve -114 cm-en) kb. 150-190 kBq/m<sup>3</sup>. A nagyobb érték a II-es, északi medencében található, ami azzal lehet összefüggésben, hogy itt nagyobb a gázhozam. A detektorok kihelyezésekor (2013. 01. 16.) például a szén-dioxid gáz

koncentrációja a II-es medence alján több mint 90 % volt, míg az I-es medence alján kb. 70%. Továbbá a medencetér közepén (a helyiség padlósintjétől mérve -19 cm-en) alkalmazott elszívás intenzitása is a II-es medence esetén kb. ötszöröse az I-es medencéjének. Az elszívás intenzitása és az elszívott gázelegyben a szén-dioxid koncentrációjának mérése alapján lehet becsülni a medencéket tápláló gázforrások hozamát is. Ez a II-es medence esetében nagyságrendileg 100-200 m<sup>3</sup>/nap, az I-es medence esetén általában ennek kb. fele-negyede. A gázhozam nem egyenletes, tavasszal és nyáron lényegesen nagyobb, mint ősszel és télen.

A nagyobb gázhozam kedvező a medencetérben való kívánatosabb szén-dioxid eloszlás szempontjából is. Alacsony gázellátás esetén a medencetérben nagyobb a keveredés a helyiség levegőjével. Ez megmutatkozik a <sup>222</sup>Rn-aktivitáskoncentráció magasságváltozásában is. A <sup>222</sup>Rn-aktivitáskoncentrációja a medence aljától annak felszínéig jelentősen csökken, a medence peremén átlagosan egy nagyságrenddel kisebb. Míg az Északi-medencében derékmagasság alatt nagy a radon koncentráció és afölött gyorsan csökken, addig a Déli-medence esetén nem ennyire éles az átmenet.

2017-ben a 2013-ashoz hasonló időszakban mértem a medencékben az átlagos <sup>222</sup>Rn-aktivitáskoncentrációt (17. ábra).



17. *ábra* A  $^{222}\text{Rn}$ -aktivitáskoncentráció változása a magassággal a II-es, Északi-medencében 2013 (kék) és 2017 (lila) téli-tavaszi időszakában.

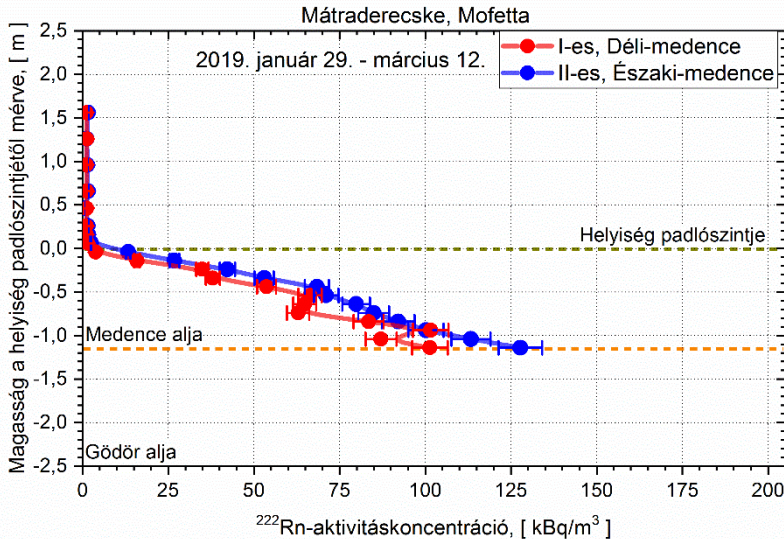
Ez a mérés is azt mutatja, hogy a  $^{222}\text{Rn}$ -aktivitáskoncentráció nem csak térben, de időben is változó. Míg 2013-ban a medence alján  $195 \text{ kBq/m}^3$  körül volt, addig egy hasonló időszakban 2017-ben csak  $135 \text{ kBq/m}^3$ . Hasonló radonprofil mérést még számos alkalommal végeztem. Ezen mérések során a medencék alján kapott átlagos  $^{222}\text{Rn}$ -aktivitáskoncentráció értékeket a VII. táblázatban foglaltam össze. A mérési adataink alapján elmondható, hogy míg az őszi-téli időszakban inkább alacsony, addig a tavaszi-nyári időszakban többnyire magas a  $^{222}\text{Rn}$ -aktivitáskoncentráció, és ez összhangban van a medencéket tápláló gázforrások megfigyelt hozamváltozásával is. Mindez a szén-dioxidot tartalmazó rétegvizek áramlásának szezonális intenzitásával magyarázható. Általános tapasztalat, hogy az intenzitást őszi végi – tél eleji minimum, és tavaszi maximum jellemzi (Nyizsalovszki és Szabó, 2003). A mofetta gázhozama,

valamint a radon aktivitáskonzentrációja némi késleltetéssel ezt a tendenciát követi.

**VII. táblázat** A medence alján különböző besugárzási időszakokban mért  $^{222}\text{Rn}$ -aktivitáskonzentráció adatok

Besugárzási időszak		Átlagos $^{222}\text{Rn}$ -aktivitáskonzentráció, [kBq/m <sup>3</sup> ]	
		I-es, Déli-medence	II-es, Északi-medence
2007	04.10-04.28.		154 ± 9
	04.28-05.22.		153 ± 9
	06.13-08.02.		103 ± 5
2013	01.16-06.03.	149 ± 6	195 ± 8
2017	02.07-02.22.	113 ± 8	118 ± 8
	02.22-06.16.	111 ± 6	135 ± 7
	06.16-10.27.	199 ± 10	167 ± 9
2017/2018	10.27-04.12.	137 ± 7	144 ± 7
2018	04.12-07.05.	162 ± 8	147 ± 7
2019	01.29-03.12.	101 ± 5	128 ± 6

A legutolsó radonprofil mérést 2019 telén végeztem 10 cm-es térbeli felbontással (18. ábra). Ez a mérés is jól mutatja, hogy míg a medencetérben jelentős nagyságú  $^{222}\text{Rn}$ -aktivitáskonzentráció figyelhető meg, s így következésképpen ott a CO<sub>2</sub>-koncentráció kellően nagy, addig a medencehelyiség légterében már csak 1 kBq/m<sup>3</sup> körüli a  $^{222}\text{Rn}$ -aktivitáskonzentráció, ami viszont a személyzet radonhoz köthető sugárterhelésének alacsonyan tartása szempontjából kedvező.

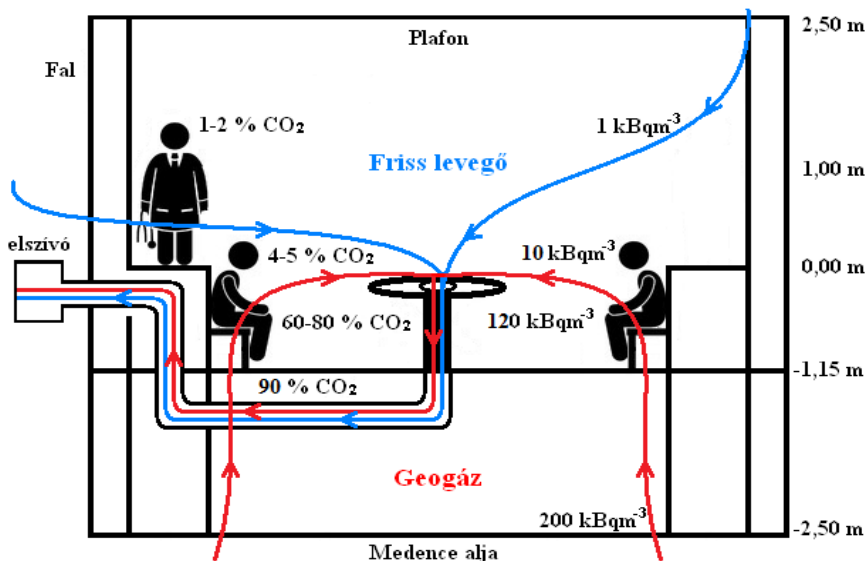


**18. ábra** A  $^{222}\text{Rn}$ -aktivitáskoncentráció változása a magassággal az I-es, Déli- és a II-es, Északi-medence légterében 2019 telén.

A mátraderecskei mofettamedencékben ismert a gáz forrása, az a medencék alján szivárog be a medencékbe. A medencék oldalfala vasbeton. A medencetérben és a helyiség légterében is a levegővel való keveredés a  $\text{CO}_2$ -koncentráció csökkenését eredményezi. Mivel a radon gáz forrása is a medence alján beszivárgó mofettagáz, ezért ebben az esetben a  $^{222}\text{Rn}$ -aktivitáskoncentráció mérésével közvetve a szén-dioxid gáz levegővel való keveredésére következtethetünk, más szóval a radon jó nyomjelzője a mofettagázoknak. Ezáltal a radon, mint radioaktív nyomelem mennyiségének elemzése lehetővé teszi, hogy becslést adjunk a szén-dioxid, mint hordozógáz koncentrációjának alakulására. Általánosságban arra a következtetésre jutottam, hogy a páciensek lábánál kiemelkedően nagy (60-80 %), a páciensek belégzési magasságban néhány



százalék, a személyzet belégzési magasságában pedig 1-2 % a szén-dioxid koncentrációja (19. ábra) (Sóki és Csige, 2016).



19. ábra A radon és a szén-dioxid jellemző térbeli eloszlása, valamint a mofettagázok (piros) és a felszíni friss levegő (kék) áramlási útvonalai a mátraderecskei mofettamedencékben. (Sóki és Csige, 2016)

Ezt több esetben közvetlen CO<sub>2</sub>-koncentráció mérésel is megerősítettem. Így például 2019. január 29-én lábmagasságban 60 %-ot, belégzési magasságban pedig 2-3 %-ot mértem. Ugyanekkor a gödrök alján (-2,5 méteren) az Északi-medencében 84 %-ot, a Déli-medencében 68 %-ot mértem. A gödrök alján mért 70-80 % körüli CO<sub>2</sub>-koncentráció azt mutatja, hogy ebben a téli időszakban a medencék alatti tér aljáig volt keveredés a felszíni levegővel.

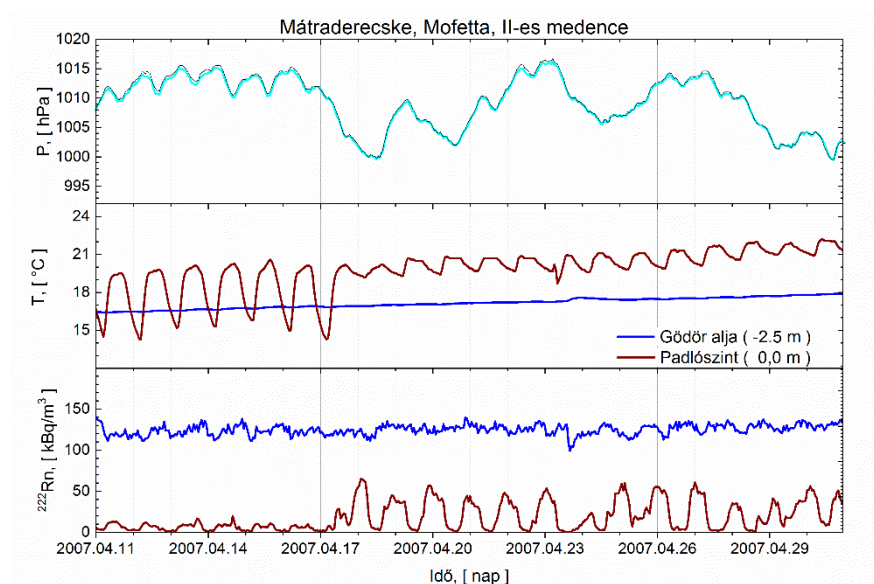
A 19. ábrán az a medencék közepén (-19 cm-en) létesített asztalnak „álcázott” elszívó rendszer látható, ami a szén-dioxid gáz stabilitását hivatott biztosítani. Az érszűkület-kezelés

hatékonyságának növelése érdekében célszerű, hogy a betegek térdmagasságában kellően magas (60-80 %), ugyanakkor egészség- és életvédelmi okokból a belégzési magasságban csupán néhány % legyen a CO<sub>2</sub> szintje. Míg a 4-5 %-os szén-dioxid-koncentrációjú gáz belégzése mindössze szaporább, mélyebb lélegzetvételre készítet, addig a 20-30 % feletti már könnyen végzetes lehet, ugyanis légzésbénulást okozhat (Ballagi, 1995).

A gyors, jellemzően napi változások vizsgálatára korábban Dataqua gyártmányú félvezető-detektoros radonmonitorokat is alkalmaztunk. Egy korábbi, 2007-es mérés során a DTQ-611-es jelzésű műszert a II-es medence partján, vagyis a padlósinten (0,00 m magasságban) a nyitott végével délnyugati irányba fordítva vízszintesen helyeztük el. A DTQ-613-as kódú radonmonitort pedig a gödör alján, a padlószinthez képest -2,50 m-es mélységben raktuk ki a helyiség délnyugati oldalán a lépcsőlejáró korlátjánál. A mérési eredmények a 20. ábrán láthatóak.

A <sup>222</sup>Rn-aktivitáskoncentráció a gödör alján (-2,5 m) stabilan magas értéket mutat, ami időben nem változik jelentősen. Ezzel szemben a padlósinten (0,0 m) jellegzetes napi változást azonosítottunk. A mérési adatsort elemezve két eltérő időszakot különböztethetünk meg. 2007.04.11-17-ig nappali maximumokat és éjszakai minimumokat figyeltünk meg, azonban április 17-ét követően bár a napi változás megmaradt, jellege módosult. A második időszakban a minimum értékek nappal, míg a maximumok éjjel jelentkeztek, ráadásul az első időszakhoz viszonyítva a maximumok értéke megközelítőleg az ötszörösére ugrott. Ez a

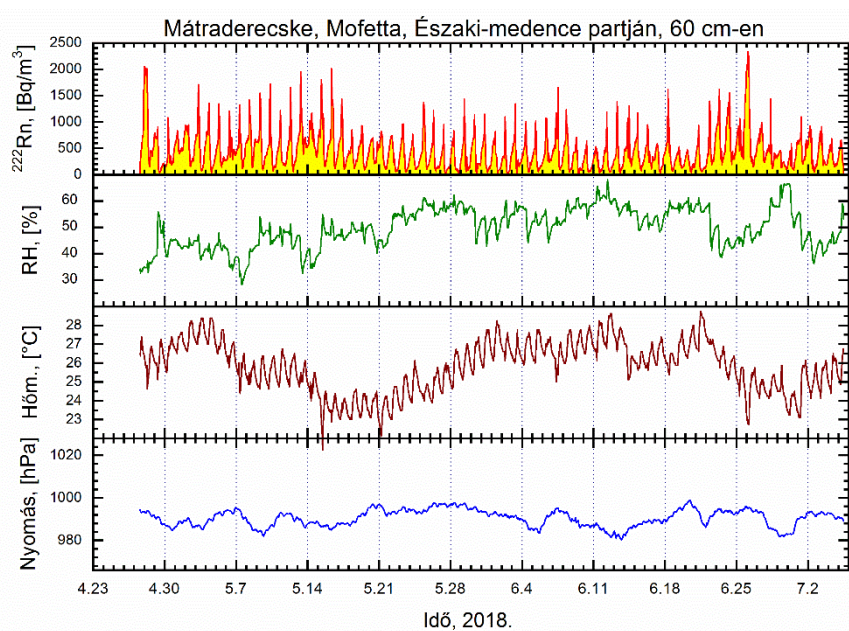
fordulat a II-es medencehelyiség ablakainak folyamatos zárva tartásával magyarázható. A mérési jegyzőkönyv alapján, míg az első periódusban az ablakok állandóan nyitott, addig a második időszakban mindvégig zárt állapotban voltak.



**20. ábra** A  $^{222}\text{Rn}$ -aktivitáskoncentráció, a hőmérséklet és a nyomás időbeli alakulása a II-es medencehelyiségben a gödör alján (-2,5 m), és a padlószinten (0,0 m) 2007.04.11-30-ig

A hőmérsékleti adatsor azt mutatja, hogy míg a hőmérséklet a gödör alján egész idő alatt kiegyenlített volt - egy enyhe mértékű egyenletes emelkedést leszámítva -, addig a padlószinten éjjelente számottevően mérséklődött. Az éjszakai hőmérséklet-esés következtében a mofetta gázok sokkal intenzívebben keveredhettek a környezeti levegővel, így egy hőkonvekciós áramlás okozta hígulás következik be. Ugyanis éjszaka míg a melegebb mofetta gáz a medence középső részén fölfelé kezd mozogni, addig a hűvösebb környezeti levegő a medence falai mentén lefelé áramlik. Ellenben

nappal nem alakul ki hőkonvekciós áramlás, mivel a mofettaágaz hőmérséklete jóval a helyiség levegőjének hőmérséklete alatt marad. Annak következtében, hogy április 17-e után a II-es medencehelyiség ablakait éjszakára bezárták, a szellőzés és egyúttal a hőmérséklet-esés mértéke is lecsökkent. Mivel a helyiség levegője csak diffúzió révén keveredhet a mofettaágazzal, a radon aktivitási koncentráció értékek a korábbi időszakhoz képest megötszöröződtek, ezenfelül a maximumok az éjszakai órákban jelentkeztek.

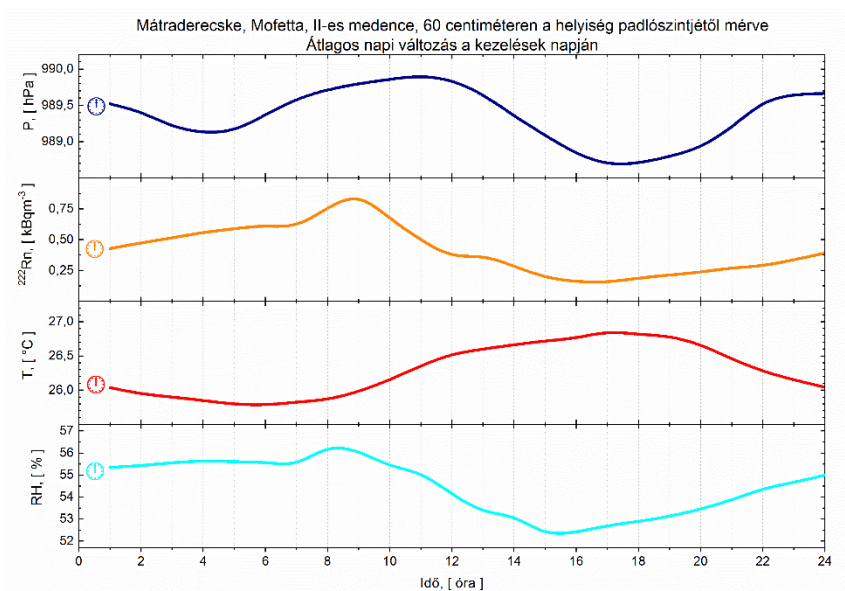


**21. ábra** Az AlphaGUARD által mért paraméterek napi alakulása. A feltüntetett dátumok a hétfőre eső napokat jelentik.

2018-ban az időbeli változások mérésére AlphaGUARD-PQ2000 ionizációs kamrás radonmonitort is használtam, amit az északi (II-es) medence bejáratához közel kb. 60 cm-es magasságban helyeztem ki. Továbbá a mofetta udvarán egy Davis Instruments Vantage Pro2 típusú mikrometeorológia állomással mértem az

időjárási paraméterek (hőmérséklet, légnyomás, relatív páratartalom, csapadékmennyiség) változását. Mindkét műszer esetében az adatrögzítés 1 órás időfelbontással történt. Az AlphaGUARD detektorral mért idősorokat a 21. ábrán mutatom be.

A 2018. júniusában az AlphaGUARD-al végzett 1 havi folyamatos mérés adatsorából képeztem az átlagos napi változás alakulását azokra a napokra, amikor kezeléseket végeztek (H-Szo: 07:00-13:30) a medencében (22. ábra).



**22. ábra** A  $^{222}\text{Rn}$ -aktivitáskoncentráció, hőmérséklet, légnyomás, és relatív páratartalom átlagos napi változása a kezelési napokon.

A légnyomás napi menetében két minimum (4 és 16 óra) illetve két maximum (10 és 22 óra) figyelhető meg. A nappali amplitúdó jellemzően nagyobb az éjszakainál. A légnyomás ezen 24,0 és 12,0 órás periódusidejű változása jól, annak kiváltó oka viszont kevésbé ismert (Sándor és Wantuch, 2005).

A kezelések megkezdésekor (7:00) tapasztalható hőmérséklet és a relatív páratartalom növekedését egyrészt a páciensek, másrészt külső hatások eredményezik. Míg a kültéri meteorológiai hatások reggel 6 órától 16 óráig melegítő, addig 16 és 6 óra között hűtő hatást fejtenek ki a mofettagázra.

A kezelések végeztével az ajtók és ablakok bezárásra kerülnek, így a kezelőhelyiségben másnap reggelig a gázok viselkedését csupán természetes folyamatok irányítják. Ennek következtében a mérési ponton a radon aktivitáskoncentráció elkezd felépülni. Ez a folyamat másnap reggel 6:00-ig, a munka megkezdéséig tart. A  $^{222}\text{Rn}$ -aktivitáskoncentrációban (6:00 - 8:00 között) megfigyelt számottevő növekményt az idézi elő, hogy a medencében éjjel összegyűlt, és viszonylag stabilan fekvő gázt - a reggel munkakezdést követően - a személyzet és a páciensek felkavarják. Ugyanakkor 8:00-át követően már érvényesül a kezelőhelyiség szelőztetésének hatása, melynek eredményeképp a  $^{222}\text{Rn}$ -aktivitáskoncentráció 15:00-ig exponenciálisan csökken.

A medencékben a fürdőgáz stabilitását alapvetően két tényező: 1, a hőmérsékletkülönbségek hatására kialakuló hőkonvekciós áramlások; 2, valamint a fürdőzők medencében való mozgása zavarhatja meg.

Hőkonvekciós áramlás abban az esetben alakul ki, amikor a külső hőmérséklet alacsonyabb a medencében lévő mofettagáz hőmérsékleténél (pl. télen). A hőkonvekciós áramlások a medencetérben, és a medence fölötti légtérben egyaránt létrejöhetnek. Utóbbi a helyiség fűtésének következtében léphet fel. A padlószinten

elhelyezett fűtési megoldások nem alkalmazhatóak szén-dioxid fürdőmedence helyiségekben. Ugyanis az általuk felmelegített levegő a falak mentén fölfelé mozog, míg a helyére a medence felől – a helyiség középső részéről - érkezik a levegő. Az így fellépő légáramlási viszonyok pedig elszívják és elkeverik a medencében lévő mofettagázt a helyiség légterében. Ebből adódóan a helyiség fűtését minden esetben úgy kell megválasztani, hogy a légterben effajta légáramlások ne alakulhassanak ki.

A medence-térben többnyire akkor jön létre hőkonvekciós áramlás, mikor a fürdőmedence oldalfalának hőmérséklete alulról felfelé csökken. Ilyenkor a medencét kitöltő mofettagáz a medence falánál lehül, összehúzódik, ezáltal megnő a sűrűsége, így a falak mentén lefelé áramlik. A gáz a medence alján felmelegedve annak középső részén fölfelé kezd mozogni.

Mindemellett a mofettagáz és levegő keveredését okozhatja a helyiségben kialakuló légmozgás is. Ezáltal a helyiségben fellépő légáramlási viszonyokat úgy kell alakítani, hogy a medencetérből minél kevesebb gáz keveredhessen a helyiségben létrejövő légkörzéshez.

A tapasztalatok alapján a fürdőzők a medencetérben való mozgásukkal jelentős gázmozgást idézhetnek elő. Ugyanis a medencébe történő be- és kimenetelkor nagymértékben felkeverhetik a fürdőgázt. Ezért a fürdőhelyek kialakításakor arra kell törekedni, hogy a fürdőzők a lehető legkevesebb utat tegyék meg a medencébe történő be- és kijutáskor. Az U alakú fürdőmedence nem csupán a gáz stabilitásának fenntartása érdekében, hanem balesetvédelmi

szempontból is célravezető. Ez esetben a fürdőzők - megfelelő kapaszkodás biztosítása mellett - medence belső szélén lépcsőn juthatnak le a medencébe. Az ülőhelyek kialakításánál előnyös, ha a fürdőzők a kijárat lépcső irányába fordulhatnak. Ilyen esetben a fürdőmester valamennyi fürdőzőt szemből láthatja, ezáltal - az esetleges problémák könnyebb észlelésén túl - anélkül juthat a medencébe, hogy kerülgetnie kellene a fürdőzőket.

#### 4.2.2. Radon a mátraderecskei Mofetta egyéb helyiségeiben

Az épületkomplexum más helyiségeiben a  $^{222}\text{Rn}$ -aktivitáskoncentráció a kezelőhelyiségektől távolodva szisztematikusan csökken, ami arra utal, hogy az épület légterében található radon jelentős része a fürdőmedencékből származhat. Ebből adódóan a Mofetta épületének más helyiségeiben további radonszint csökkentés érhető el a kezelőhelyiségek irányított szellőztetésével, valamint az épület többi részétől történő hatékonyabb elszigetelésével.

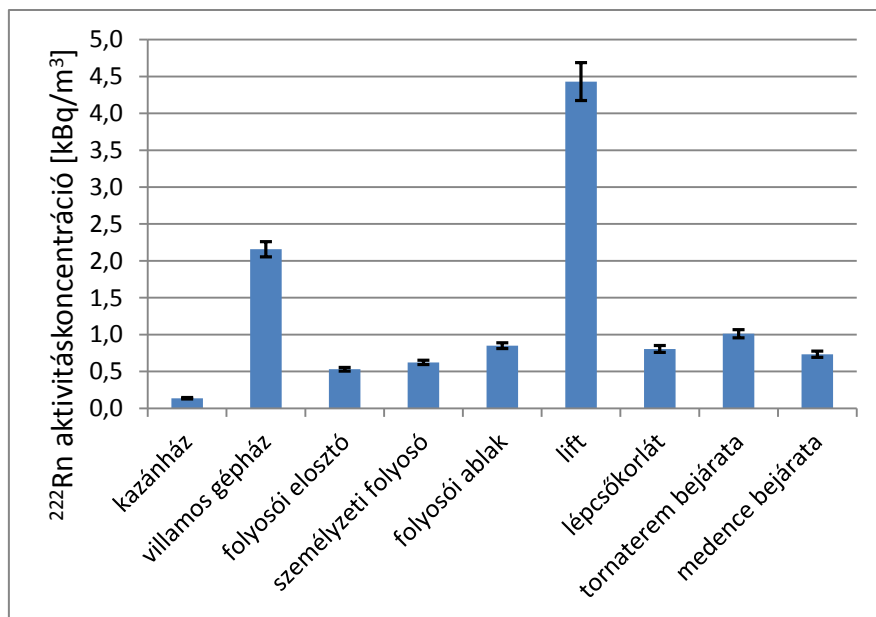
**VIII. táblázat** Az átlagos  $^{222}\text{Rn}$ -aktivitáskoncentráció értékek a Mofetta egyéb helyiségeiben

Helyiség	Átlagos $^{222}\text{Rn}$ -aktivitáskoncentráció [kBq/m <sup>3</sup> ]	
	2007	2017
105-ös	0,41 ± 0,03	0,80 ± 0,06
104-es	0,39 ± 0,03	0,69 ± 0,06
Recepció	0,34 ± 0,03	0,51 ± 0,05
Alagsor (tornaterem)	0,71 ± 0,04	0,89 ± 0,07



Továbbá a fenti táblázatból (VIII. táblázat) kitűnik, hogy a Mofetta egyéb helyiségeiben mért ( $0,3 - 0,8 \text{ kBq/m}^3$ ) átlagos  $^{222}\text{Rn}$ -aktivitáskonzentráció értékek nagyobbak, mint a szabályos körülmények mellett tartósan fennálló sugárterhelések esetében alkalmazandó  $0,3 \text{ kBq/m}^3$  vonatkoztatási szint, azonban alatta maradnak a szabályos körülmények mellett tartósan fennálló sugárterhelések esetében alkalmazandó  $1,0 \text{ kBq/m}^3$  cselekvési szintnek.

A 2017. március 16-tól július 16-ig terjedő időszakban nyomdetektoros mérőegységeket (Radamonok) helyeztünk ki a Mátraderecskei Széndioxid Gyógygázfürdő alagsorában (23. ábra).



23. ábra  $^{222}\text{Rn}$ -aktivitáskonzentráció mérés a mátraderecskei Mofetta alagsorában

A legmagasabb radon aktivitáskonzentráció értéket ( $4,43 \pm 0,26 \text{ kBq/m}^3$ ) a liftben mértük. Ez az eredmény megfelel az elvárásainknak. Ugyanis annak következtében, hogy a felvonó

beépítése során átvágták az épület falazatát s vele együtt a szigetelést is, a talajból szivárgó radon könnyedén felhalmozódhat a liftaknában. A villamos gépházban mért második legmagasabb ( $2,16 \pm 0,10 \text{ kBq/m}^3$ ) érték a zárt, ritkán szellőzött térben bekövetkező radon koncentráció feldúsulására szolgáltat példát.

## 5. Összefoglalás

Doktori értekezésem keretében négy erdélyi (Kovászna városa) és egy magyarországi (Mátraderecske) mofetta esetében tanulmányoztam a  $^{222}\text{Rn}$ -aktivitáskoncentráció térbeli és időbeli változásait a mofettagázoknak a felszínközeli talajban és a széndioxid gyógygázfürdők légtérben való áramlási viszonyainak jobb megértése céljából. A  $^{222}\text{Rn}$ -aktivitáskoncentráció hosszú idejű (hetek, hónapok) átlagértékeinek mérésére maratottonyom-detektoros módszert, a gyors változások mérésére ionizációs kamrás és félvezető-detektoros radonmérési módszereket alkalmaztam. A mérési eredményeket számítógépes modellszámítások eredményeivel vetettem össze.

A kovásznai Szívkórház mofettáját vizsgálva—más korábbi kutatások eredményeivel összehangban—azt találtam, hogy a más mofettákra tipikusan jellemző néhányszor  $10 \text{ kBq/m}^3$ -hez viszonyítva ott viszonylag kevés ( $3 \text{ kBq/m}^3$ ) radon található. A Szívkórház mofettáját egy 168 méter mély fúrásból táplálják, a mofettagázokat csöveken keresztül vezetik be a medence aljára. A  $^{222}\text{Rn}$ -aktivitáskoncentrációnak a medencetérbeli eloszlására sikeresen alkalmaztam egy advekciós - keveredési diffúziós modellt.

A többi vizsgált (természetes gázfeltörésen alapuló) kovásznai mofetta esetére egy olyan általános koncepcionális modellt dolgoztam ki, amely egyszerre képes számot adni a Bardócz- és Bene-mofettában, valamint a Pokolsárban mért radonkoncentrációk térbeli eloszlásáról és időbeli változásairól. A koncepcionális

elképzelés a következő: A környék mofettagázai azonos tározóból (forrásból) származnak. A vizes szerkezeteken át felszín felé törő, és a vízfázisból a talajvízszinten kigázosodó gázömlések kezdeti radontartalma viszonylag alacsony, a Szívkórház mofettáját tápláló fúrásból nyert gáz  $3 \text{ kBq/m}^3$ -es értékével közel megegyező. A mofettagázok ezután a telítetlen felszínközeli rétegekben a felszín felé szivároghva fokozatosan telítődnek radonnal. A mofetták medenceterébe így a medencék alján és oldalfalain keresztül térben változó  $^{222}\text{Rn}$ -aktivitáskoncentrációjú gázelegy lép be. Ezzel a modellel sikeresen értelmezhetővé váltak a kovásznai Pokolsár víz- és gázterében, valamint a Bardócz- és Bene-mofettákban megfigyelt anomális  $^{222}\text{Rn}$ -aktivitáskoncentráció profilok is.

Maratottonyom-detektoros módszerrel megmértem a Kovászna főterén található, Pokolsárnak nevezett nedves mofetta iszap és gázterében a  $^{222}\text{Rn}$ -aktivitáskoncentráció magasság szerinti változását évszakonként. A mérések értelmezésére a felszín alatti talajban egy advekciós-diszperziós, a medence iszapterében egyenletesen elkeveredő és gázbuborék-képződéssel járó kigázosodási, a medence gázterében pedig advekciós-keveredési diffúziós modellt alkalmaztam. A fenti folyamatokat leíró csatolt differenciálegyenlet-rendszer megoldásával viszonylag egyszerű feltételezésekkel sikerült értelmezni a megfigyelt  $^{222}\text{Rn}$ -aktivitáskoncentráció tér- és időbeli változásait. Megállapítottam, hogy a Pokolsár vizében kialakuló radonszintet leginkább a talajvíz áramlásának intenzitása határozza meg, míg a Pokolsár légterében leginkább a szél van hatással a radonszintekre. A vízben oldott  $^{222}\text{Rn}$ -

aktivitáskoncentrációja ezen felül változik a radonnak a víz és gázfázis közötti megoszlási arányának hőmérsékletfüggése miatt is. A légtér esetében a radon forrásának a vízből kiáramló gáz tekinthető. A medence légtérében tavasszal kialakuló alacsonyabb aktivitáskoncentráció azzal áll összefüggésben, hogy ebben az évszakban gyakoribb a szeles, viharos időjárás, amely alkalmas arra, hogy a pokolsár légtéréből is kiseperje a mofettaágazokat.

A Bardócz- és Bene-mofetta légtérében anomális térbeli eloszlású  $^{222}\text{Rn}$ -aktivitáskoncentráció profilt figyeltem meg. Ezeknél a mofettáknál a radon aktivitáskoncentráció a medence aljától a felszín felfelé haladva nem csökken, hanem növekszik, és csak a külső terepszint közelében - a levegővel való keveredés következtében - kezd csökkenni. Különösen figyelemre méltó, hogy a Bardócz- és Bene-mofettákban a radon aktivitáskoncentrációja a gödör alján mérhető 5-10 kBq/m<sup>3</sup>-es értékről a felszín felé haladva 1 - 2 méterrel feljebb már 20-30 kBq/m<sup>3</sup>-re növekszik. Ez azzal magyarázható, hogy ezekben a mofettákban a  $^{222}\text{Rn}$  elsődleges forrása nem a medence alja, hanem az valahol a medence oldalfalán található. A radon forrása nem kizárólag a medencetérbe belépő mofettaágaz, hanem attól függetlenül a medence oldalfalain lévő radondiffúziós-áram is. Ilyen értelemben a radon itt nem tekinthető a mofettaágazok közvetlen nyomjelzőjének. Más szóval a szén-dioxid koncentrációt nem lehet arányosnak tekinteni a radonkoncentrációval.

Ellenben azt meg lehet csinálni, hogy megoldjuk a szén-dioxidra, mint hordozógázra vonatkozó transzportegyenletet, és ezt a megoldást felhasználva megoldjuk a radonra vonatkozó transzportegyenletet is. Az így kapott számolási eredményeket vetjük össze a radonmérések eredményeivel, és ha sikerül egyezést találni, akkor mondhatjuk azt, hogy a szén-dioxidra vonatkozó modellünk is közvetve alá van támasztva. Egy ilyen modell szerint, a szén-dioxid főleg a medence alján és kisebb mértékben a medence oldalán szivárog be a medencébe. Csak a medence alján beszivárgó szén-dioxidnak kicsi a radontartalma, míg a medence oldalfalán beszivárgónak meg nagy. E miatt van az, hogy míg a medencében a szén-dioxid koncentrációja alulról felfelé csökken, addig a radonénak valahol a medence közepén van maximuma. A Bardócz-mofettában a szomszédos Bene-mofettához képest tapasztalható alacsonyabb radonszint kialakulásában a gázhozam-, és betonozottság-béli különbségek játszhatnak szerepet.

Többéves folyamatos méréssel alátámasztottam a feltételezést, amely szerint a Mátraderecskei Széndioxid Gyógygázfürdőben a magas  $^{222}\text{Rn}$ -aktivitáskoncentráció forrása a kezelő medencék aljáról felszivárgó gyógygáz. Ezt a megállapítást igazolja az a megfigyelés is, hogy a kezelőhelyiségektől távolodva a  $^{222}\text{Rn}$ -aktivitáskoncentráció szisztematikusan csökken. A radon profil alulról felfelé csökkenő értékeket mutat, mely vertikális eloszlás megfelel a nemzetközi szakirodalomból ismertnek.

Az évszakai periodicitást a rétegvizek áramlásának szezonális intenzitása okozza. Ennélfogva a téli időszakban alacsony, míg késő

tavasszal - kora nyáron jóval magasabb értékek tapasztalhatóak. A Mátraderecskei Széndioxid Gyógygázfürdőben  $^{222}\text{Rn}$ -aktivitáskoncentráció időbeli alakulását vizsgálva kimutattam, hogy a szezonalitáson túl napi változás is jellemző. A napszakos változás elsősorban a helyiség szellőztetésével, kisebb mértékben a külső hőmérséklet 24 órás periodicitásával áll összefüggésben.

## 6. Summary

In my doctoral (PhD) dissertation, I studied the spatial and temporal variation of  $^{222}\text{Rn}$  activity concentration of mofette gases - in four mofettes of Transylvania (Covasna town) and in one of Hungary (Mátraderecske) - for the better understanding of flow patterns in the near-surface soil layer and in the airspace of carbon dioxide spas. I used etched track radon detectors to study long-term (weeks, months) average values of  $^{222}\text{Rn}$  activity concentration, while ionization chamber and semiconductor detectors were used to measure rapid changes. I compared the measurement results with the results of computer model calculations.

Examining the Mofette of Covasna Cardiology Hospital I found, in line with the results of previous studies, that - contrary to other mofettes with typically  $10 \text{ kBq/m}^3$  values - there is a relatively few radon ( $3 \text{ kBq/m}^3$ ). The Mofette of Cardiology Hospital is supplied by a 168 meters deep borehole, from where mofette gases are introduced through pipes into the bottom of the pool. I have successfully applied an advection-eddy diffusion model to describe the distribution of  $^{222}\text{Rn}$  activity concentration in the airspace of mofette.

For the other investigated (based on natural gas emanations) covasnian mofettes I have developed such a conceptual model, which can simultaneously give account of the spatial distribution and temporal changes of radon concentrations measured in Hell-Mud, Bardócz and Bene Mofettes. The conceptual idea is as follows:



The mofette gases of Covasna area come from the same reservoir (source). The initial radon content of the gas, leaking to the surface through aqueous structures and outgassing from water phase at groundwater level, is relatively low, almost the same as of the gas ( $3 \text{ kBq/m}^3$ ) obtained from the borehole, supplying the mofette of Cardiology Hospital. Then mofette gases are gradually saturated with radon while they leak towards the surface in the unsaturated near-surface layers. Thus, a gas mixture with a spatially varying  $^{222}\text{Rn}$  activity concentration enters the pool area of mofette through the bottom and through the sidewalls too. With this model the  $^{222}\text{Rn}$  activity concentration profiles, observed in the water and gas space of Hell-Mud, and also the anomalous profile in the Bardócz and Bene Mofettes became successfully interpretable.

Using etched track radon detectors, I have measured the seasonal variation of  $^{222}\text{Rn}$  activity concentration as a function of altitude in the sludge and gas space of wet mofette, called Hell-Mud, located in the main square of Covasna. To interpret the measurements, I used an advection-dispersion model in the subsurface soil, a gasification model which involves gas bubble formation with uniform mixing in the sludge of the pool, and an advection-eddy diffusion model in the airspace of the pool. By solving the attached system of differential equations describing the above processes, I was able to interpret, with relatively simple assumptions, the observed spatial and temporal changes of  $^{222}\text{Rn}$  activity concentration.

I found that the radon levels in the water of Hell-Mud are mostly determined by the intensity of groundwater flow, while in the airspace the wind has the greatest effect on the radon levels. In addition the  $^{222}\text{Rn}$  activity concentrations dissolved in water varies also due to the temperature dependent water/air partition coefficient of radon. As for the airspace, the source of radon is the gas outflowing from water. The lower activity concentration in the airspace of the pool in spring is related to that windy, stormy weather is more frequent during this season, which is suitable for sweeping out the mofette gases from the airspace.

Anomalous spatial distribution of  $^{222}\text{Rn}$  activity concentration profile was observed in the airspace of the Bardócz and Bene Mofette. In these mofettes, the radon activity concentration does not decrease from the bottom upwards, but increases, and only begins to decrease near the outdoor ground level due to the mixing of mofette gases with ambient air. Particularly remarkable that in these two mofettes the radon activity concentration increases (from 5 - 10 kBq/m<sup>3</sup> within 1-2 meters increases up to 20-30 kBq/m<sup>3</sup>) from the bottom of the pit towards the surface. This can be explained by the fact that in these mofettes, the primary source of  $^{222}\text{Rn}$  is not located at the bottom of the pool, but somewhere on the sidewalls of the pool. The source of radon is not only the mofette gas entering the pool space, but also the radon diffusion stream on the sidewalls of the pool. In this sense, radon cannot be considered here as a direct tracer of mofette gases. In other words, the carbon dioxide concentration cannot be considered proportional to the radon concentration.

However it can be done to solve the transport equation for carbon dioxide as a carrier gas, and using this solution we also solve the transport equation for radon. The calculation results obtained in this way are compared with the results of radon measurements, and if a match can be found, we can say that our model for carbon dioxide is also indirectly supported. According to such a model, carbon dioxide seeps into the pool mainly at the bottom and to a lesser extent on the sidewalls of the pool. Only the carbon dioxide infiltrating at the bottom of the pool has low radon content, while those infiltrating through the sidewalls of the pool is high. This is why while the concentration of carbon dioxide in the pool decreases from the bottom up, radon has a maximum somewhere in the middle of the pool. Differences in seepage velocity and in ratio of concreted parts may jointly play a role in development of lower radon levels in Bardócz compared to neighboring Bene Mofette.

With several years of continuous measurement, I supported the hypothesis that the source of the high  $^{222}\text{Rn}$  activity concentration in the Dry Carbon Dioxide Spa of Mátraderecske is the gas leaking from the bottom of the treatment pools. This finding is also supported by the observation that the  $^{222}\text{Rn}$  activity concentration systematically decreases moving away from the treatment rooms. The radon profile shows decreasing values from the bottom up, which vertical distribution corresponds to findings reported in international literature.

Seasonal periodicity is caused by the seasonal intensity of groundwater flow. Therefore, in winter lower, while in late spring -

early summer much higher values can be observed. Examining the temporal variation of  $^{222}\text{Rn}$  activity concentration in the Dry Carbon Dioxide Spa Mátradereske, I showed that in addition to seasonality, there is a daily change too. The daily change is mainly related to the ventilation of the room, and to a lesser extent related to the 24-hour periodicity of the outside temperature.

## **7. Köszönetnyilvánítás**

Ezúton is szeretnék köszönetet mondani témavezetőmnek, Dr. Csige István tanszékvezető egyetemi docensnek a disszertáció megírásához nyújtott önzetlen szakmai segítségéért, tanácsaiért. Külön köszönöm megértését, mérhetetlen türelmét, rám áldozott idejét. Segítőkész hozzáállása és kiemelkedő szakmai tudása, útmutatása nélkülözhetetlen segítséget jelentett a munkám sikeres elvégzéséhez.

Köszönöm a kovásznai mofettaszakértőnek, Gyila Sándor fizikusnak a környék mofettáinak vizsgálatában való közreműködését, szakmai segítségét.

Köszönettel tartozom Molnár Gyuláné Enikőnek az évek során nyújtott szakmai és technikai segítségéért, biztató szavaiért, lelki támogatásáért.

Továbbá köszönöm páromnak, Pájer Romeo Olivérnek az önzetlen támogatást, valamint a mérések kivitelezésében nyújtott segítségét.

Végezetül köszönöm szüleimnek, kiváltképp Édesanyámnak a sok gondoskodást, segítséget, biztatást, ami elkísért a tanulmányaim során. Köszönöm!

A kutatást az Európai Unió és Magyarország támogatta az Európai Regionális Fejlesztési Alap társfinanszírozásában a GINOP-2.3.2-15-2016-00009 azonosítószámú 'IKER' pályázatban.

## 8. Publikációs jegyzék

### Az értekezés témakörében megjelent tudományos közlemények

#### Referált folyóiratban megjelent publikációk

1. Sóki, E., Csige, I.: Radon in the dry carbon dioxide spa of Mátraderecske, Hungary. Nukleonika 61 (3), 245-249, 2016. DOI: 10.1515/nuka-2016-0041 IF: **0,760**<sup>2016</sup>

#### Az értekezés alapjául szolgáló, közlésre elfogadott publikációk

1. Sóki, E., Gyila, S., Csige, I.: Anomalous spatial variation of radon in two dry carbon dioxide spas of Covasna, Romania. Romanian Reports in Physics (-), 1-11. 2021. IF: **1,940**<sup>2019</sup>

#### Egyéb publikációk

1. Csige, I., Csegzi, S., Gyila, S., Sóki, E.: Indoor radon levels in areas affected by geogas seepages. In: 14th International Workshop on the Geological Aspects of Radon Risk Mapping / eds. I. Barnet, M. Neznal, P. Pacherová, Czech Geological Survey & RADON v.o.s., Prague 29-34, 2018. IF: 0,000<sup>0</sup>
2. Csige, I., Gyila, S., Sóki, E.: Radon a kovásznai Pokolsár vizében és légterében. In: XX. Bányászati, Kohászati és Földtani Konferencia, Erdélyi Magyar Műszaki Tudományos Társaság (EMT), Gyulafehérvár, 161-165, 2018. IF: 0,000<sup>0</sup>
3. Sóki, E., Gyila, S., Csige, I.: Radonanomáliák a Csomád környéki mofetták légterében. In: XIV. Kárpát-medencei Környezettudományi Konferencia / szerk. Füleky György, MAG Mezőgazdaságért Alapítvány, Gödöllő, 289-292, 2018. IF: 0,000<sup>0</sup>
4. Gyila, S., Csige, I., Sóki, E.: Újkeletű szeizmo-tektonikus jelek kovásznai ásványvizek és CO<sub>2</sub> - feltörések geofizikai paramétereiben. In: A Kárpát-medence ásványvizei - XIII. Nemzetközi Tudományos Konferencia / szerk. Máthé István, Székely Gabriella, Szép Róbert, Hargita Kiadóhivatal, Sepsiszentgyörgy, 65-76, 2017. IF: 0,000<sup>0</sup>

5. Sóki, E., Gyila, S., Csige, I.: Erdélyi mofetták radon-kibocsátása. In: Ahol az elemek találkoznak: víz, föld és tűz határán: 8. Közéleti és Geokémiai Vándorgyűlés / szerk. Dégi Júlia, Király Edit, Kónya Péter, Kovács István János, Pál-Molnár Elemér, Thamóné Bozsó Edit, Török Kálmán, Udvardi Beatrix, Magyar Földtani és Geofizikai Intézet, Budapest, 150-151, 2017. IF: 0,000<sup>0</sup>
6. Sóki, E., Csige, I.: Spatial and temporal variations of <sup>222</sup>Rn in some dry CO<sub>2</sub>spas of Covasna, Romania. In: III. East European Radon Symposium (TEERAS): Book of Abstracts, Sofia, 27-28, 2017. IF: 0,000<sup>0</sup>
7. Sóki, E., Csige, I.: Radon a mátraderecskei mofettában. In: XLII. Sugárvédelmi Továbbképző Tanfolyam, Eötvös Loránd Fizikai Társulat Sugárvédelmi Szakcsoport, Hajdúszoboszló, 31, 2017. IF: 0,000<sup>0</sup>
8. Csige, I., Gyila, S., Sóki, E.: Radon a kovásznai Bardócz-Mofettában. In: XVIII. Nemzetközi Bányászati, Kohászati és Földtani Konferencia / szerk. Wanek Ferenc, Erdélyi Magyar Műszaki Tudományos Társaság, Brassó, 124-128, 2016. IF: 0,000<sup>0</sup>
9. Sóki, E., Gyila, S., Csige, I.: Radon a kovásznai szén-dioxid szárazfürdőkben. In: XVIII. Székelyföldi Geológus Találkozó / szerk. Papucs András, Sikló Egyesület, Sepsiszentgyörgy, 21-23, 2016. IF: 0,000<sup>0</sup>
10. Sóki, E., Csige, I., Gyila, S.: Radon anomalies in dry carbon dioxide spas of Eastern Transylvania, Romania. In: V. Terrestrial Radioisotopes in Environment: International Conference on Environmental Protection / eds. Tibor Kovács, Edit Tóth-Bodrogi, Gergő Bátor, Social Organization for Radioecological Cleanliness, Veszprém, 15, 2016. IF: 0,000<sup>0</sup>
11. Sóki, E.: Radonanomáliák erdélyi mofetták légterében. In: Fizikus Doktoranduszok Konferenciája (DOFFI; 5.) Cserti József, Dávid Gyula, Koltai János (szerk.) Eötvös Loránd Fizikai Társulat (ELFT), Balatonfenyves, 7, 2016. IF: 0,000<sup>0</sup>
12. Sóki, E., Csige, I.: Radon in the dry carbon dioxide spa of Mátraderecske, Hungary. In: 2nd International Conference on

Radon in the Environment: Book of Abstracts / eds. J. Mazur, K. Kozak, Institute of Nuclear Physics, Polish Academy of Sciences, Krakow, 115, 2015. IF: 0,000<sup>0</sup>

13. Sóki, E.: Radon a mátraderecskei Szén-dioxid Gyógygázfürdő egyes helyiségeiben In: Fizikus Doktoranduszok Konferenciája Cserti József, Dávid Gyula, Koltai János (szerk.) Eötvös Loránd Fizikai Társulat (ELFT), Balatonfenyves, 5, 2015. IF: 0,000<sup>0</sup>

### **Egyéb a dolgozat témaköréhez szorosan nem kapcsolódó publikációk**

Referált folyóiratban megjelent publikációk

1. Kapitány, S., Sóki, E., Posta, J., Béni, Á.: Separation/preconcentration of Cr(VI) with a Modified Single-drop Microextraction Device and Determination by GFAAS. ActaChim. Slov 64 248-255, 2017. DOI: 10.17344/acsi.2017.3137 IF: **0,983**<sup>2016</sup>
2. Béni, Á., Sóki, E., Lajtha, K., Fekete, I.: An optimized HPLC method for soil fungal biomass determination and its application to a detritus manipulation study. J. Microbiol. Methods 103 124-130., 2014. DOI: 10.1016/j.mimet.2014.05.022 IF: **2,026**<sup>2014</sup>

Egyéb publikációk

1. Sóki, E., Béni, Á., Nagy, D., Posta, J.: Króm módosulat-analítika egy cseppes mikroextrakciós technikával. In: "Környezetbarát anyagok és technológiák" konferencia és 56. Magyar Spektrokémiai Vándorgyűlés, Galbács Gábor, Kristóf János (szerk.) Veszprém, Paper EM3, 2013. IF: 0,000<sup>0</sup>
2. Sóki, E.: Talajgomba-biomassza vizsgálatok a Síkfőkút DIRT Project keretében. In: XIII. Országos Felsőoktatási Környezettudományi Diákkonferencia Konferencia kötet / szerk. Selmeczy Géza Balázs, Üveges Viktória, Pannon Egyetem Környezettudományi Intézet Alkalmi Kiadó, Veszprém, 64, 2012. IF: 0,000<sup>0</sup>



## 9. Irodalomjegyzék

- 487/2015. (XII. 30.) Korm. rendelet az ionizáló sugárzás elleni védelemről és a kapcsolódó engedélyezési, jelentési és ellenőrzési rendszerről.
- Andersen, C.E., Albarracín, D., Csige, I., van der Graaf, E.R., Jiránek, M., Rehs, B. Svoboda, Z., Toro, L. (1999). ERRICCA radon model intercomparison exercise. RISO National Laboratory, POB 49, DK-4000 Roskilde, Denmark, 1-20.
- A szén és az üvegházhatás, Nyíregyházi Főiskola, Oktatási segédanyag <http://www.nyf.hu/others/html/kornyezettud/kornykem1/szen.htm> (Megtekintés dátuma: 2020. június 29.)
- Ballagi, F. (1995). A szénsavgázfürdő jelentősége a perifériás érbetegek rehabilitációjában. Érbetegségek 3. 21-27.
- Bányász, Gy., Mócsy, I. (2005). A radon. In: Radon a Kárpát-medencében / szerk. Mócsy, I., Néda, T., Misztótfalusi Kis Miklós Sajtóközpont Nyomda, Kolozsvár, 13-31.
- Baradács, E. (2002). Hévizek és ásványvizek radon- és rádiumtartalma. Debreceni Egyetem, Doktori értekezés.
- Becker, K. (2004). One century of radon therapy. International Journal of Low Radiation, 1, 3, 333-357.
- BEIR IV. (1988). The health effects of radon and other internally deposited alpha-emitters, National Research Council, Committee on the Biological Effects of Ionizing Radiation IV. Report, Washington, DC., National Academy.
- Bird, R.B., Stewart, E.E., Lightfoot, E.N. (1960) Transport Phenomena. John Wiley & Sons.
- Bódizs, D. (2006). Atommagsugárzások mérés technikái. Typotex Kiadó, Budapest.
- Cothern, C.R., Smith, Jr.J.E. (1987). Environmental Radon. Environmental Science Research, Plenum Press, New York and London.
- Cucoş (Dinu), A., Vasilniuc, S., Timar-Gabor, A., Manea, P., Cosma, C. (2014). Contribution of radon dose to the patient exposure in the

- molette of covasna sanatorium, Romania. *Carpathian J. Earth Environ. Sci.* 9(3), 69-74.
- Csige, I. (2002). Zárójelentés. Geogáz feláramlás vizsgálata. A Magyar Tudományos Akadémia Atommagkutató Intézete, Debrecen.
- Csige, I. (2008). Radon a természetes és az épített környezetben. Debreceni Egyetem Habilitációs disszertáció DE-ATOMKI Környezetfizikai Tanszék, Debrecen.
- Csige, I. (2011). A barometrikus pumpa hatása a radon és a toron exhalációjára. *Sugárvédelem* 4: (1) 33-41.
- Csige, I., Csegi, S. (2001). The Radamon radon detector and an example of application. *Radiation Measurements*, 34(1-6), 437-440.
- Csige, I., Hakl, J., Hertelendi, E., Hunyadi, I. (1994). Radiokatvitás a légkörben és környezeti hatásai. In: *Fejezetek a környezetfizikából. Egyetemi jegyzet / szerk. Koltay, E., KLTE-Atomki Közös Fizikai Tanszék, Debrecen*, 70-133.
- Csige, I., Svingor, É. (2003). Természetes eredetű sugárzások a környezetben. In: *Fejezetek a környezetfizikából. Egyetemi jegyzet / szerk. Kiss, Á.Z., Kossuth Egyetemi Kiadó, Debrecen*, 123-145.
- Darcy, H.P.G., (1856) *Les Fontaines Publiques de la Ville de Dijon*. Librairie de Corps Imperiaux des Ponts et Chaussées et de Mines; Paris, (in French).
- Dezső, Z., Molnár, L. (2001). Barlangklíma és a radon viszonyok kapcsolata. *Barlangkutatók Szakmai Találkozója, Esztergom*, 1–8.
- Dörr, H., Kromer, B., Levin, I., Münnich, K.O., Volpp, H.-J. (1983). CO<sub>2</sub> and Radon as Tracers for Atmospheric Transport. *J. Geophys. Res.*88(C2), 1309–1313.
- EC. (2013). Council Directive 2013/59/Euratom of 5 December 2013 Laying Down Basic Safety Standards for Protection against the Dangers Arising from Exposure to Ionising Radiation OJ L Volume 13, 1-73.
- Eisenbud, M. (1987). *Environmental radioactivity from natural, industrial, and military sources*. Academic Press Inc. (London) Ltd., Third Edition.

- Élet és Tudomány (2003). Mátraderecske geológiai viszonyai. *Élet és tudomány* 58. évf. 5. sz. 146-147.
- Etioppe, G., Martinelli, G. (2002). Migration of carrier and trace gases in the geosphere: an overview. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 129, 185-204.
- Franke, A., Reiner, L., Pratzel, H.G., Franke, T., Resch, K.L. (2000). Long-term efficacy of radon spa therapy in rheumatoid arthritis—a randomized, shamcontrolled study and follow-up. *Oxford Journals: Medicine: Rheumatology*, Volume 39, Issue 8, 894-902.
- Gainon, F., Goldscheider, N., Surbeck, H. (2007). Conceptual model for the origin of high radon levels in spring waters - the example of the St. Placidus spring, Grisons, Swiss Alps. *Swiss Journal of Geosciences, Eclogae Geologicae Helvetiae*, vol. 100, no. 2, 251-262.
- Genitron Instruments GmbH (1998). AlphaGUARD – User Manual. D-60488, Frankfurt am Main.
- Godó, Z. (2011). *Agro-ökológiai, Digitális Tankönyvtár*.
- Grasselly, Gy. (1993). *A geokémia alapjai*, Nemzeti Tankönyvkiadó, Budapest, 271.
- Gundersen, L.C.S., Randall Schumann, R., Otton, J.K., Dubiel, R.F., Owen, D.E., Dickinson, K.A. (1992). *Geology of the United States*, Geological Society of America. Special Paper 271.
- Gyila, S., Csige, I. (2014). A mofetta-jelenségkör a gázüledékek meteorológiai és geodinamikai függőségének szemszögéből vizsgálva. *Magyar Földtudományi Szakemberek XII. Találkozója*, Debrecen, 85-88.
- Gyila, S., Csige, I., Sóki, E. (2017). Újkeletű szeizmo-tektonikus jelek kovásznai ásványvizek és CO<sub>2</sub>-feltörések geofizikai paramétereiben. *A Kárpát-medence ásványvizei XIII. Nemzetközi Tudományos Konferencia, Sepsiszentgyörgy*, 65-76.
- Hakl, J., Hunyadi, I., Csige, I., Géczy, G., Lénárt, L., Várhegyi, A. (1997). Radon transport phenomena studied in karst caves - International experiences on radon levels and exposures. *Radiation Measurements*, 28(1-6), 675-684.

- Hakl, J., Hunyadi, I., Varga, K., Csige, I., (1995.) Determination of radon content of water samples by SSNTD technique. *Radiation Measurements*. 25(1-4), 657-658.
- Horváth, B., Pestiné, R.É.V. (2011). *Ökológia, Digitális Tankönyvtár*.
- Huszi, Gy. (2015). Hogyan hat a szén-dioxid kezelés a szervezetre. In: 20 éves a mofetta A Mátraderecskei Szén-dioxid Gyógygázfürdő jubileumi kiadványa / szerk. L.Csépányi, K., Mofetta 2003. Kft., Mátraderecske, 63-67.
- Incze, R. (2017). Természetes gázömlések. In: Székelyföldi mofettás könyv. Gyógygázok az egészség szolgálatában / szerk. Papucs, A., Háromszék Vármegye Kiadó, Sepsiszentgyörgy, 29-51.
- Incze, R., Papp, B., Burghele, B.D., Cosma, C., Gyila, S. (2016). Follow-up measurements to estimate the exposure of patients to the mofettes from Covasna County (Romania). *Rom. J. Phys.* 61(7-8), 1320-1329.
- Jakucs, L. (1997) Általános természeti földrajz I. A földrajzi burok kozmogén és endogén dinamikája. JATEPress, Szeged, 206-211.
- Kárász, I. (1997). *Környezetbiológia*, Nemzeti Tankönyvkiadó, Budapest, 324-325.
- Kataoka, T., Yunoki, E., Shimizu, M., Mori, T., Tsukamoto, O., Ohhashi, Y., Sahashi, K., Maitani, T., Miyashita, K., Fujikawa, Y., Kudo, A. (1998). Diurnal Variation in Radon Concentration and Mixing-Layer Depth. *Boundary-Layer Meteorol.* 89, 225–250.
- Kataoka, T., Yunoki, E., Shimizu, M., Mori, T., Tsukamoto, O., Takahashi, S., Fudeyasu, H., Ohhashi, Y., Sahashi, K., Maitani, T., Miyashita, K., Iwata, T., Sasaki, T., Fujikawa, Y., Kudo, A., Shaw, R. H. (2001). A Study of the Atmospheric Boundary Layer Using Radon and Air Pollutants as Tracers, *Kluwer Academic Publishers, Boundary-Layer Meteorology* 101:131-155.
- Kisgyörgy, Z. (2017a). *Barangolás Székelyföldön – Kovászna megye*. Műszaki Könyvkiadó, Budapest.
- Kisgyörgy, Z. (2017b). Székelyföld mofettái – Kovászna megye. In: Székelyföldi mofettás könyv. Gyógygázok az egészség szolgálatában

- / szerk. Papucs, A., Háromszék Vármegye Kiadó, Sepsiszentgyörgy, 73-131.
- Kisgyörgy, Z., Kristó, A. (1978). Románia ásványvizei. Tudományos és Enciklopédiai Könyvkiadó, Bukarest.
- Klusman, R.W., Jaacks, J.A. (1987). Environmental influences upon mercury, radon and helium concentrations in soil gases at a site near Denver, Colorado. *Journal of Geochemical Exploration*, Vol. 27, No. 3, 259–280.
- Kovács, J. (1979). Bevezetés a földtan tudományába. Műszaki Könyvkiadó, Budapest, 130-135.
- Kovács, T. (2014). Sugárvédelmi mérések. In: Környezetmérnöki Tudástár. XXVI. kötet / szerk. Domokos, E., Pannon Egyetem - Környezetmérnöki Intézet, Veszprém.
- Köteles, Gy. (1994). Radon a környezetünkben. *Fizikai Szemle* 1994/6, 233-240.
- Köteles, Gy. (2005). A radon és leánytermékeinek hatása az élő szervezetekre. In: Radon a Kárpát-medencében / szerk. Mócsy, I., Néda, T., Misztótfalusi Kis Miklós Sajtóközpont Nyomda, Kolozsvár, 78-89.
- Lide, D.R., Frederikse, H.P.R. / eds. (1995). *CRC Handbook of Chemistry and Physics*, 76th Ed., CRC Press, Inc., Boca Raton, FL.
- Makra, Zs., (1983). Sugárözönben élünk. Gondolat zsebkönyvek, Gondolat Budapest, 48-49.
- Marx, Gy. (1990). Kockázat, *Fizikai Szemle*, 1990/5, 133.
- Mészáros, E. (2001). A környezettudomány alapjai, Akadémiai Kiadó, Budapest.
- Moriizumi, J., Nagamine, K., Iida, T., Ikebe, Y. (1996). Estimation of Areal Flux of Atmospheric Methane in an Urban Area of Nagoya, Japan, Inferred from Atmospheric Radon-222 Data. *Atmos. Environ.* 30:1543–1549.
- Nagy, B.G. Sólymos, K., Balogh, Z.Zs., Szabó, Cs., Molnár, Zs. (2000). Radonanómália komplex vizsgálata a Sajó-Hernád térségben. *Magyar Kémiai Folyóirat*, 106. évf. 5-6. szám, 213-219.

- Néda, T., Szakács, A., Cosma, C., Mócsy, I. (2008a). Radon concentration measurements in mofettes from Harghita and Covasna counties, Romania. *J. Environ. Radioact.* 99(12):1819-1824.
- Néda, T., Szakács, A., Mócsy, I., Cosma, C. (2008b). Radon concentration levels in dry CO<sub>2</sub> emanations from Harghita Băi, Romania, used for curative purposes. *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry*, Vol. 277, No.3 685–691.
- Nordic (2000). Naturally occurring radioactivity in the Nordic countries—recommendations. The Radiation Protection Authorities in Denmark, Finland, Iceland, Norway and Sweden. Swedish Radiation Protection Institute, Stockholm. ISBN 91-89230-00-0.
- Nyizsalovszki, R., Szabó, Sz. (2003). A talajvízszint mozgásának idő-és térbeli változásai egy hegylábi mintaterületen. *Földrajzi Értesítő* LII. évf. 1-2. füzet, 23-36.
- Papp, S. (2002). Biogeokémia Körfolyamatok a természetben, Veszprémi Egyetemi Kiadó, Veszprém, 134-146.
- Pershagen, G.; Akerblom, G.; Axelson, O.; Clavensjö, B.; Damber, L.; Desai, G.; Enflo, A.; Lagarde, F.; Mellander, H.; Svartengren, M.; Swedjemark, G. A. (1994). Residential radon and lung cancer in Sweden. *New England Journal of Medicine*, 330, 159-164.
- Péter, E. (2017). Természetes ásványvizek jellegzetes vonásai a Keleti-Kárpátok térségében. A Kárpát-medence ásványvizei XIII. Nemzetközi Tudományos Konferencia, Sepsiszentgyörgy, 160-171.
- Rák, S. (2012). Radon a mofettákban. Debreceni Egyetem, Diplomamunka.
- Richardson, R.B., Eatough, J.P., Henshaw, D.L. (1991). Dose to red bone marrow from natural radon and thoron exposure. *The British Journal of Radiology*, Vol 64, Issue 763, 608-624.
- Robé, M.C., Brenot, J., Gambard, J.P., Ielsch, G., Haristoy, D., Labed, V., Beneito, A., Thoreux, A. (2001). Radon in Buildings: A Report on the Situation in France, Institut de Protection et de Sûreté Nucléaire, Fontenay-aux-Roses, France, *Indoor Built Environ.*10:325-331.

- Sander, R., 2015. Compilation of Henry's law constants (version 4.0) for water as solvent. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 15, 4399-4981.
- Sándor, V., Wantuch, F. (2005). *Repülésmeteorológia*. Országos Meteorológiai Szolgálat, Budapest.
- Sóki, E., Csige, I. (2016). Radon in the dry carbon dioxide spa of Mátraderecske, Hungary. *Nukleonika*, 61 (3), 245-249.
- Sonoc, S., Alexandrescu, M., Dovlete, C. (1984) Masurari ale radioactivitatii aerosolilor in unele mofete din Covasna. *St. Cerc. Fiz. Tom. 36-2*, 197-201.
- Steiner, F., Várhegyi, A., (1991). *Radiometria*. Tankönyvkiadó, Budapest.
- Szabó, E. (1992). Kovászna megye (Székelyföld, Románia) legfontosabb szén-dioxid, illetve kénhidrogén-tartalmú "gőzlőinek" természetes radioaktivitása. *Izotóptechnika, diagnosztika*, 35, 53-56.
- Szalaiiné Cseh, B., Dózsa, Cs. (2011). A mofetta kezelés - A kiaknázatlan nemzeti kincs. *IME Egészség - Gazdaságtan* 10. évf. 1. 45-49.
- Szántó, Zs., (2002). *Vizsgálati jegyzőkönyv. A kovásznai F10 bis mofetta fűrásból vett gázminták összetételének meghatározása és izotópanalitikai vizsgálata. Környezet Analitikai Laboratórium, A Magyar Tudományos Akadémia Atommagkutató Intézete, Debrecen.*
- Szerbin, P. (1994). Radon a Rudas-fürdő légterében. *Fizikai szemle* 1994/6, 241.
- Tatár, M. (2017). A mofetta mint természetes gyógytényező. In: *Székelyföldi mofettás könyv. Gyógygázok az egészség szolgálatában / szerk. Papucs, A., Háromszék Vármegye Kiadó, Sepsiszentgyörgy*, 53-71.
- Tompa, A. (2005). A környezeti ártalmak rákkeltő hatása. *Magyar Tudomány*, 2005/8, 971.
- Tóth E., Marx Gy., Nagy B., (1996). Különleges geológiai aktivitás Mátraalján. *Magyar Tudomány* 41(4), 423-432.

- Tóth, Á. (1983). A lakosság természetes sugárterhelése. Akadémiai Kiadó, Budapest, 171-172.
- Tóth, E., Lázár, I., Selmeczi, D., Marx, Gy. (1998). Lower cancer risk in medium high radon. *Pathology Oncology Research*, 4, 2, 125-129.
- UNSCEAR (2008). *Effects of Ionizing Radiation*. Vol. I. Annex B. United Nations, New York.
- Várhegyi, A., Hakl, J. (1994). A silicon sensor based radon monitoring device and its use in environmental geophysics. *Geophysical Transactions*, 39(4), 289-302.
- Vásárhelyi, A., Hunyadi, I., Csige, I., Hakl, J., Hertelendi, E., Borossay, J., Torkos, K., (1997). Radon enriched deep earth-gas upflow in a seismically active inhabited area, in: Virk, H. S. (Eds.), *Rare Gas Geochemistry Applications in Earth and Environmental Sciences*. Guru Nanak Dev University, Amritsar, 221-238.
- Vaselli, O., Minissale, A., Tassi, F., Magro, G., Seghedi, I., Ioane, D., Szakács, A. (2002). A geochemical traverse across the Eastern Carpathians (Romania): constraints on the origin and evolution of the mineral water and gas discharges. *Chemical Geology* 182. 637–654.
- Virk, H.S., Vastagh, Gy. (2002). Földrengés-előrejelzés és radonmérés. *Fizikai Szemle* 2002/2, 53.
- WHO (2009). *Handbook on indoor radon, a public health perspective* / eds. Zeeb, H.; Shannoun, F., ISBN 978 92 4 154767.
- Zsuffa, Z. (1981). Kovászna tegnap és ma. In: *Kovászna, a természet ajándéka – Fizikai-kémiai tanulmányok Kovászna megye legfontosabb gyógytényezőiről* (1998). / szerk. Szabó E., Szabó-Selényi Zsuzsánna magánkiadása, Marosvásárhely, 6-9.