

EÖTVÖS LORAND TUDOMÁNYEGYETEM  
TERMÉSZETTUDOMÁNYI KAR  
KÖRNYEZETTUDOMÁNY SZAK

**A NEDVES ÜLEPEDÉS HATÁSA A  
FELSZÍNKÖZELI RADIOAKTIVÍTÁSRA**

TDK DOLGOZAT

**Készítette:**

**VISNOVITZ FERENC, BUSZLAI PÉTER,  
ADORA NIKOLETTA**

KÖRNYEZETTUDOMÁNY SZAKOS HALLGATÓK

és

**MAYER PETRA**

KÖRNYEZETTAN BSC SZAKOS HALLGATÓ

**Témavezetők:**

Dr. Horváth Ákos

Dr. Süvegh Károly



**Budapest**

**2010**

# Tartalomjegyzék

|   |    |
|---|----|
| Tartalomjegyzék.....  | 2  |
| Absztrakt .....   | 4  |
| A nedves kiülepedés hatása a felszínközeli radioaktivitásra.....  | 6  |
| 1. A radioaktív részecskék kiülepedésének elméleti háttere .....  | 6  |
| 1.1. A csapadékhoz köthető felszínközeli radioaktivitás mérésének jelentősége .....   | 6  |
| 1.2. A felszínközeli radioaktivitás eredete.....  | 6  |
| 1.3. Modell a csapadékból származó sugárzó komponensek eredetére .....  | 7  |
| 1.4. A folyamat leírása .....   | 8  |
| 1.5. Megfigyelések a kimosódási ráta változásaival kapcsolatban .....   | 10 |
| 2. A kimosódási ráta egyik lehetséges kísérleti meghatározása a kimosódó radioaktív izotópokkal, Finnország <sup>[1]</sup> .....                                  | 12 |
| 2.1. A kimosódási ráta meghatározása.....   | 12 |
| 3. A felhőbeli <sup>222</sup> Rn koncentráció meghatározása az esővízben talajszinten mért radon leányelem-koncentrációk alapján <sup>[2]</sup> .....             | 16 |
| 3.1. A modell lényege és alkalmazásának feltételei .....  | 16 |
| 3.2. A radon leányelemienek aktivitása felhőbeli cseppecskékben .....   | 16 |
| 3.3. A leányelemek aktivitása az esőcseppekben: .....   | 17 |
| 3.4. A Földfelszínen mérhető, a leányelemekhez kötődő radioaktivitás mértéke ...  | 18 |
| 3.5. Az esővíz radioaktivitása .....  | 18 |
| 3.6. Jelen modell alkalmazása és pontosságának értékelése <sup>[2]</sup> .....  | 20 |
| 4. A modell kísérleti vizsgálata az ELTE Magkémiai Laboratórium gamma-detektorának és a budapesti lőrinci csapadékmérő állomás adatainak összehasonlításával..... | 22 |
| 4.1. Az adatok és a feldolgozás menete .....  | 22 |
| 4.2. A kapott grafikonok, és azok értékelése .....  | 24 |

|  |    |
|--|----|
| 4.2.1. A napi gamma-dózisteljesítményeket és csapadékértékeket megjelenítő grafikonok havi bontásban ..... | 24 |
| 4.2.2. A grafikonokkal kapcsolatos általános megfigyelések .....   | 28 |
| 4.2.3. A meteorológiai tényezők hatása; a csapadékkal kapcsolatos megfigyelések .....                      | 30 |
| 4.2.4. A meteorológiai tényezők hatása; az átlaghőmérséklet- és légnyomás hatása .....                     | 32 |
| 4.3. Összegezés .....  | 37 |
| A paksi kutatási projekt és a mérési terv.....   | 39 |
| 5. A csapadékvízben és a paksi erőművi szennyvízben mért aktivitásnövekedés kapcsolatának vizsgálata ..... | 39 |
| 5.2. Mérési elképzelés.....  | 39 |
| 5.3. Mérési elrendezés .....   | 39 |
| 5.4. Ötletek, és kísérleti felvetések .....  | 40 |
| Felhasznált irodalom .....   | 41 |
| A munkát segítették: .....   | 41 |

## Absztrakt

Jelen dolgozat témája a nedves kiülepedés hatása a felszínközeli radioaktivitásra, ami tulajdonképpen nem jelent mást, mint annak vizsgálatát, hogy az egyes csapadékesemények hogyan változtatják meg földfelszín közelében a háttérsugárzás mértékét.

A radioaktivitással kapcsolatos háttérsugárzás jelensége az emberiség számára mára már elég jól ismert, és hasonlóan sok más természeti folyamathoz, mint például a napsugárzás mindennapi életünk része. Életünk során tevékenységünktől függetlenül mindannyian elszenvedünk valamekkora sugárdózist. Természetesen ennek mértéke változó lehet, és személyes biztonságunkat szem előtt tartva koránt sem mindegy, hogy mekkora. Ebből kifolyólag környezetünk sugárzó forrásainak vizsgálata napjainkban egyre nagyobb jelentőséget nyer. Gondolhatunk itt olyan kutatásokra, mint például a kozmikus sugárzás vizsgálata, a levegő vagy talajlevegő radontartalmának mérése, radioaktivitásának feltárására, vagy épp az építőanyagok okozta lakossági sugárterhelés meghatározása. Környezetünkben jóformán minden radioaktív valamilyen mértékben, így ezek után már az sem lehet meglepő, hogy a jelen vizsgálat tárgyát képező nedves ülepedési események hatásaként is találkozunk ezzel a jelenséggel. Ez azonban felveti a következő kérdéseket:

- Mily módon válik a csapadékvíz radioaktívvá?
- A csapadékvíz mekkora hatással van a környezeti háttérsugárzásra?

A fenti kérdések megválaszolásának szükségességét az ELTE és a Paksi Atomerőmű Zrt. közötti együttműködés során felmerülő egyik kutatási téma vetette fel, mely az erőmű környezeti monitoring rendszerének fejlesztését szolgálná. Ez a rendszer fontos szerepet tölt be az erőmű területén megjelenő radionuklidok ellenőrzésében és biztosítja, hogy ezek az anyagok ne juthassanak ki az üzemterületről az emberi egészségre ártalmas mértékben.

Ez a dolgozat a fenti kérdésekhez kapcsolódó kutatások kezdeti fázisát mutatja be, mely során ismertetjük a kérdéskörhöz kapcsolódó eddigi elképzeléseket és modelleket néhány korábbi publikáció alapján továbbá megvizsgáljuk ezek helytállóságát az ELTE Magfizikai Tanszékén mért dózisteljesítmények valamint a [www.ogimet.com](http://www.ogimet.com)<sup>[6]</sup> internetes oldal meteorológiai adatbázisának adatai segítségével. Megpróbáljuk bemutatni a csapadékvíz radioaktivitásának eredetét, és megismerkedünk

egy-két, annak mértékét vizsgáló, gyakorlati lehetőséggel. A feltételezett modell segítségével kísérletet teszünk az általunk mért dózisteljesítmény változások értelmezésére, majd kitekintést adunk a paksi kutatási feladatra nézve, amely meghatározza a vizsgálatok további menetét.

# **A nedves kiülepedés hatása a felszínközeli radioaktivitásra**

## **1. A radioaktív részecskék kiülepedésének elméleti háttere**

### **1.1. A csapadékhoz köthető felszínközeli radioaktivitás mérésének jelentősége**

Az eddig kidolgozott elméletek alapján a felszínközeli levegőben mérhető dózis értékének rövidtávú ingadozását jelentős részben a csapadék okozza, mégpedig olyan módon, hogy a légkörben jelenlevő radioaktív részecskéket az egyes csapadékesemények folyamán, esőcseppekbe illetve hókristályokba zárva a talajszintre hozza. Ezt a jelenséget nevezzük a radionuklidok légkörből történő kimosódásának. Ezt a kimosódási effektust többek között azért is érdemes vizsgálni, mert a kapott eredmények alapján más környezetvédelmi vagy épp egyéb szempontokból érdekes kémiai komponensek (pl. szulfátok, nehézfémek) légkörből történő nedves ülepedési folyamataira, a folyamatok tényleges menetére nézve is kaphatunk információt. Az eredmények alapján becsléseket tehetünk olyan komponensek kiülepedésére nézve is, melyeket nem kísér olyan jól mérhető jelenség, mint a radioaktivitás.

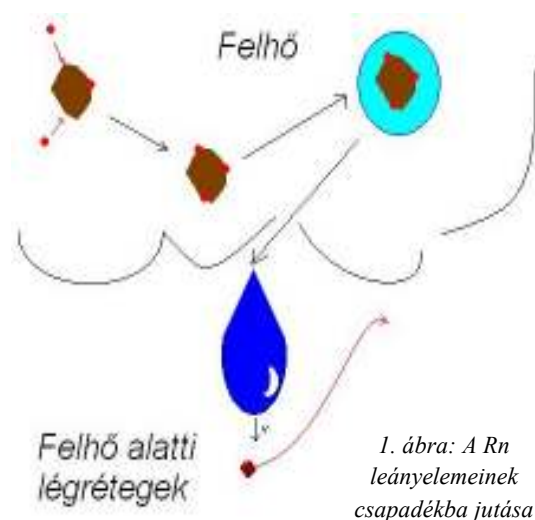
### **1.2. A felszínközeli radioaktivitás eredete**

Tudományos ismereteink alapján mind a mai napig elmondható, hogy a nedves kiülepedésből származó radioaktivitás csaknem teljes egészében természetes eredetű, és így módon szinte kizárólag a  $^{222}\text{Rn}$  rövid felezési idejű leányelemeinek bomlásából származik. Ez a radioaktivitás többek között mérhető a radon leányelemeinek gamma-sugárzása révén. Itt azonban meg kell jegyeznünk azt is, hogy a felszínközeli radioaktivitás abszolút mértékét nem kizárólag a légköri ülepedésből származó komponensek határozzák meg. A fenti komponens mellett jelentős lehet a talajból, kőzetekből, valamint beépített területeken az építőanyagokban megtalálható radioaktív atommagokból származó gamma-sugárzás mértéke is. Emellett nem szabad megfeledkeznünk a radon exhalációjáról, valamint a kozmikus sugárzás adta sugárzási részesedéséről sem. Ezek aktivitása, emberi időléptékben, egy jól definiált területen természetesen nagyjából állandónak tekinthető (tudniillik többnyire hosszú felezési

idejű radionuklidok hatásáról van szó), ugyanakkor a talajközeli légrétegekben mérhető részarányukra hatással van a csapadék is. Példának okáért egy a csapadék által átnedvesített, telített talajréteg, vagy épp egy időszakos hótakaró több-kevesebb árnyékoló hatást fejthet ki, valamint nehezítheti a radon (radioaktív nemes gáz) kijutását a kőzetekből, talajból.

### 1.3. Modell a csapadékból származó sugárzó komponensek eredetére

Hogyan kerülnek a radioaktív nuklidok a csapadékba? A jelenség tárgyalásánál két, az ülepítő hatás szempontjából eltérő folyamatcsoportot, szakaszt érdemes elkülöníteni. Ezek a felhőben, valamint a felhők alatt lejátszódó folyamatok. A légkörben levő radioaktív atomok sorsát a két szakasz közösen határozza meg. Mai ismereteink alapján a csapadékban megjelenő rövid felezési idejű



1. ábra: A Rn leányelemeinek csapadékba jutása

$^{222}\text{Rn}$  leányelemek döntő részben a légköri aeroszol-részecskékhez kötötten vannak jelen a levegőben, azokon belül is elsősorban az úgynevezett akkumulációs-módus részecskéihez kötve. E módus részecskéinek aerodinamikai átmérője nagyjából a néhány száz nanométeres tartományba esik. Az akkumulációs módusbeli részecskék közé tartoznak a felhőképződésben kulcsszerepet játszó kondenzációs magok is. Ezekhez kapcsolódva a radionuklidok bekerülnek a felhőképző magvakba, majd a kondenzációs magvak révén a felhőkbe, esőcseppekbe, majd végül a folyamat végeredményeképpen a csapadékba. A felhők alatti légrétegekben a lehulló esőcseppek („hidrometeoritok”) és az aeroszol-részecskék ütközésével juthatnának további radioaktív magok a csapadékba. Ez a folyamat azonban jelenlegi ismereteink szerint a fentiekhez képest elhanyagolható részarányban növeli meg a csapadékvízben megtalálható radioaktív atomok számát. Ennek oka abban rejlik, hogy a radioaktív atomokat megkötő akkumulációs-módusbeli részecskék méretükből adódóan a náluk sokkalta nagyobb, zuhanó esőcseppek előtt a hidrodinamikai áramvonalak mentén kitérnek, így statisztikailag csak igen kevés részecske ütközik, és kerül bele ily módon a

lehulló csapadékba. (A részecskék aerodinamikai átmérője szerinti szeparált gyűjtése esetén is ezt a fajta jelenséget használják ki az impaktoroknál). A fentiek alapján tehát elmondhatjuk, hogy a légköri radioaktív nuklidok kimosódásánál elsősorban a felhőkben esőcseppeket képző „nukleációs kisöprődés” a meghatározó, a felhők alatti ütközési, kollúziós folyamatok szerepe elméleti megfontolások alapján elhanyagolható. (Ennek gyakorlati igazolása ugyanakkor érdekes kísérletek lehetőségét vetheti fel, például az ELTE lágymányosi épületében található esőztető berendezés révén.)

#### 1.4. A folyamat leírása

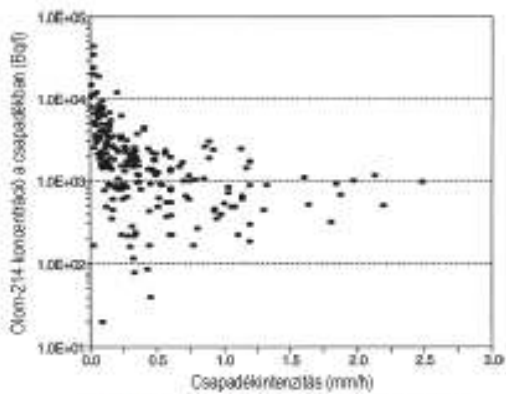
A légköri radioaktivitás nedves kiülepedésének, hatásfokát, a *kimosódási ráta* ( $w_r$ ) jellemzi. Ez nem más, mint a felszínközeli csapadékban ( $c_{A,sfl\_csap}$ ), illetve a felszínközeli levegőben mérhető ( $c_{A,sfl\_lev}$ ) aktivitáskoncentrációk aránya:

$$w_r = \frac{c_{A,sfl\_csap}}{c_{A,sfl\_lev}} \quad (1)$$

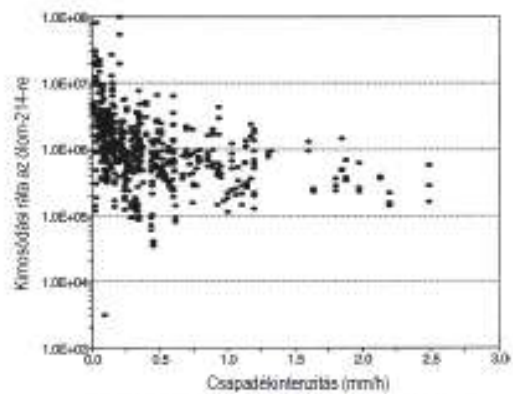
(Az (1) összefüggésnél az indexbeli „A” az aktivitásra, míg az „sfl= surface level” rövidítés a felszínközeli utal)

A kimosódási ráta figyelembe veszi mind a felhőben, mind a felhők alatt lejátszódó folyamatokat, hiszen a légkörben levő radioaktív atomok sorsát ezek együttesen határozzák meg. Az kimosódási rátát az irodalomban kétféleképpen adják meg: vagy térfogategységre, vagy pedig tömegegységre vonatkoztatott koncentrációk arányaként. (A két mértékegység között egy körülbelül  $10^3$ -os szorzóval tudunk átváltani). Az eddigi gyakorlati ismeretek alapján a kimosódási ráta értékek a térfogatra vonatkozó definíció esetében  $10^6$ -os nagyságrendbe esnek, vagyis más szavakkal, egy milliliter esővíz annyi részecskét tartalmaz, mint egy  $m^3$  levegő.

Eddigi ismereteink alapján (Finnország; Tikkakoski, 1995 <sup>[1]</sup>) a kimosódási ráta magas változékonyságot mutat egyik csapadékeseményről a másikra, és exponenciális összefüggést mutat a csapadékhullás intenzitásával. (Így van ez a csapadékbeli leányelem koncentrációjának esetében is). Ez a csapadékintenzitás növekedése mentén történő exponenciális aktivitáscsökkenés az esőcseppek növekvő méretével, így bennük lévő aktivitáskoncentráció csökkenésével hozható összefüggésbe.



Ábra: A  $^{214}\text{Pb}$  koncentrációjának változása a csapadékban (Bq/l) a csapadékintenzitás függvényében (mm/h), Tikkakoski 1995 (213 esemény)

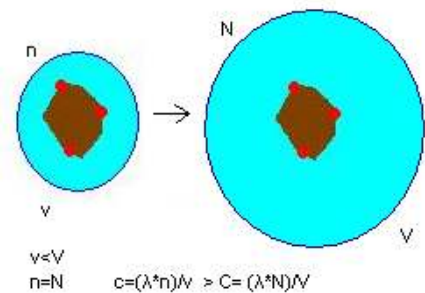


Ábra: A  $^{214}\text{Pb}$ -ra vonatkozó kimosódási ráta a csapadékintenzitás függvényében, Tikkakoski 1995 (557 esemény)

2. ábra: A Finn Meteorológiai Intézet Levegőminőség Kutatócsoportja által 1995-ben Tikkakoskiban mért adatok alapján <sup>[1]</sup>

A kondenzációs magok körül képződő megnövekedett méretű esőcseppek, „hidrometeorok” abszolút radionuklid-tartalma ilyenkor nem változik, így az aktivitásra vonatkozó koncentráció értéke lecsökken (3. ábra), és emellett a cseppecskék nagyobb mérete tovább nehezíti a felhők-alatti folyamatokban a radon leányelemek légrétegekből való kivonását a 1.3. fejezetben leírt kitérés mechanizmus miatt. A csapadékintenzitás megnövekedése ily módon „negatívan” hat a kimosott koncentrációkra, ami természetesen nem jelenti azt, hogy a ténylegesen kimosódott radionuklid mennyiség is kisebb lenne, mint alacsonyabb csapadékhullási intenzitások esetén. Mindenesetre jelen ismereteink alapján kétségtelenül éppen a legkisebb csapadékmennyiségek képesek aktivitáskoncentráció szempontjából a legtöbb lebegő  $^{222}\text{Rn}$  leányelem ülepítésére, mivel a további „felesleges” csapadékvizek csupán hígítják ezt a koncentrációt megnövelve a befogadó térfogatot.

(Amennyiben a felhő alatti folyamatok fontosak lennének ebben a kontextusban, a kimosási rátának növekedni kéne a csapadékintenzitás függvényében. Ennek oka, hogy a csapadékintenzitás növekedésével az aeroszol-részecskék és az esőcseppek között bekövetkező ütközések száma növekedne, például az ütközéshez rendelkezésre álló felület vagy cseppszám növekedésének következtében.)



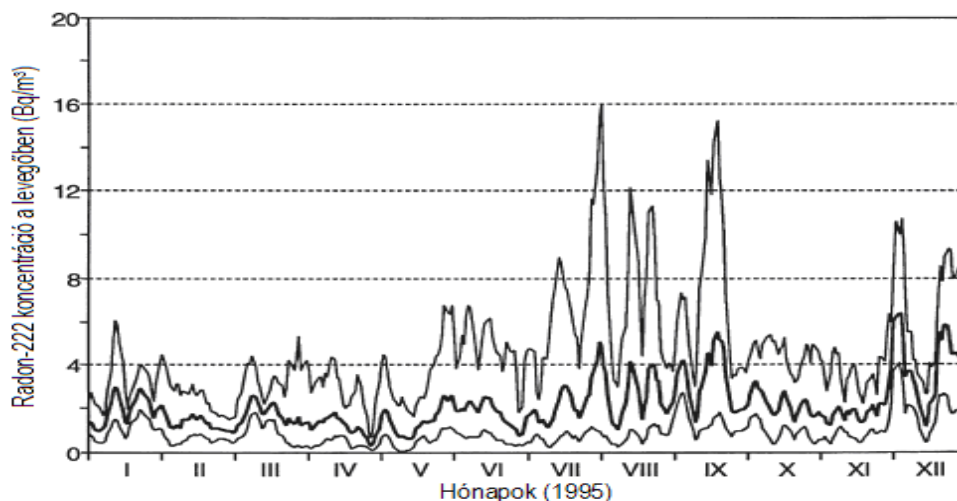
3. ábra: Az aktivitáskoncentráció változása nagyobb csapadékintenzitásnál:  $n$ ,  $v$  a kis intenzitásnál a cseppekhez tartozó aktív atommagok száma és a kapcsolódó víztérfogat,  $N$  és  $V$  pedig a nagy intenzitásúhoz tartozó aktív atommagok száma és víztérfogat,  $\lambda$  pedig az adott nuklid bomlási állandója

## 1.5. Megfigyelések a kimosódási ráta változásaival kapcsolatban

A kimosódási rátát vizsgáló észak-finnországi mérések és megfigyelések alapján<sup>[1]</sup> ez a mérőszám függ több meteorológiai paramétertől, ugyanakkor nem mutatható ki vele kapcsolatban egyértelmű szezonális ingadozás.

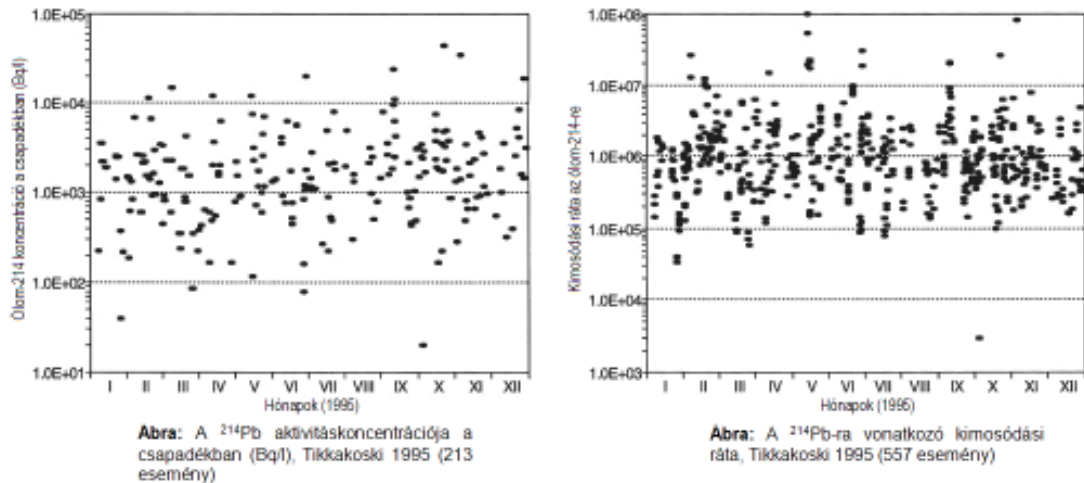
Általánosságban elmondható, hogy a kimosódási ráta magasabb értéket ad eső esetében, mint akkor, ha a csapadék hó. A napi változás tekintetében igazoltnak látszik az a tény, hogy a ráta általában alacsonyabb lesz a kora hajnali órákban, amikor az alsó troposzféra gyakorta rétegzett valamint az is, hogy a legmagasabb értékeket a délutáni órákban mérhetjük, amikor az alsó troposzféra erős vertikális keveredése képes a radont és leányelemeit felfelé szállítani, ezáltal megnövelve a kondenzációs magokat tartalmazó légtömegekben a radioaktív nuklidok koncentrációját. A felszínközeli radonkoncentráció olyan szempontból is fontos, hogy a kimosódási ráta értékét ennek függvényében határozzák meg. A magas felszínközeli radonkoncentráció hatására a ráta értéke alacsony (lásd. 1. összefüggés, nevezőben szerepel), alacsony radonkoncentrációnál, pedig magasabb értékeket mutat.

Mint látjuk a földfelszínhez közeli légrétegek aktivitáskoncentrációjára nézve, így a kimosódási ráta értékére is jelentős befolyásoló hatással van a radon. A kimosódási rátával ellentétben a  $^{222}\text{Rn}$  exhalációjának van valamiféle évszakos változása. A mért radonkoncentrációk a felszín közelében általában tavasszal a legalacsonyabbak, amikor a felszíni határreteg erőteljesen átkeveredik, és a  $^{222}\text{Rn}$  exhalációs szintje is alacsony, ami a fagyott talajnak és a hó borításnak köszönhető. Késő nyáron és ősszel, a napi koncentrációértékek magasak, annak köszönhetően, hogy egyszerre magas a radonexhaláció értéke, és kismértékű a légrétegek keveredése, az éjjelente kialakuló gyakori felszínközeli légköri inverzióknak köszönhetően. Télen a koncentrációszintek relatíve magasak, mivel a felszínközeli keveredési rétegvastagság korlátozott a rövid nappali felmelegedési időszakok miatt. A Finn Meteorológiai Intézet által publikált 4. ábra a  $^{222}\text{Rn}$  koncentrációjának havi menetét mutatja be.



4. ábra: A  $^{222}\text{Rn}$  koncentrációjának változása a felszínközeli légrétegekben; a Finn Meteorológiai Intézet Levegőminőség Kutatócsoportja által 1995-ben Tikkakoskiban mért adatokat alapján <sup>[1]</sup>

A fentebb már említett meteorológiai- és egyéb tényezők (a csapadék halmazállapotát megadó hőmérséklet, a légköri keveredés, a radon exhalációja stb.) mellett a csapadékot hozó szél iránya is fontos lehet. A legmagasabb koncentrációk a tapasztalat szerint Finnországban a nyugati szelekhez köthetők <sup>[1]</sup>. Ezek alacsony légnyomáshoz köthető kelet felé mozgó ciklonok, melyekre a felfelé történő légáramlás jellemző, ami elősegíti a  $^{222}\text{Rn}$  és leányeleminek a felszín közeléből a troposzféra felhőképződési rétegeibe való átszállítódását, megnövelve a kondenzációs magokhoz kötődő leányelemek számát. Itt két hatás érvényesül. A talaj közeli radonszint csökken, így a kimosódási ráta nevezője csökken (lásd *1. összefüggés*), míg a felső rétegekben megnő a leányelemek koncentrációja, ami a csapadékbeli aktivitást, így a tört számlálóját megnöveli. Ez okozza a magas kimosódási rátát, és a csapadékvízbeli aktivitáskoncentráció emelkedését. Ez elsőre ellentmondásosnak tűnhet, mivel az óceán vagy tenger felől érkező légtömegeknek alacsony a radontartalma a kontinensek irányából érkező radonban dús levegőkhöz képest, (az óceáni területek felett gyakorlatilag egyáltalán nincs radonexhaláció) és ezért az innen érkező levegőtől „hígító” hatást várnánk, ugyanakkor ez a feláramlási mechanizmus úgy tűnik fontosabb tényezőként jelenik meg ebben a folyamatban. mint az, hogy a területre mennyi aktív izotóp érkezik. (A felszín közelébe érkező extra radonkoncentráció a kimosódási rátát önmagában éppen hogy csökkenti, hisz az *1. összefüggésben* bemutatott tört nevezőjét növeli meg).



5. ábra: A csapadékkal ülepedő  $^{214}\text{Pb}$  koncentráció, és a hozzá tartozó kimosódási ráta évszakos, szezonális változása a Finn Meteorológiai Intézet Levegőminőség Kutatócsoportja által 1995-ben Tikkakoskiban mért adatok alapján <sup>[1]</sup>

## 2. A kimosódási ráta egyik lehetséges kísérleti meghatározása a kimosódó radioaktív izotópokkal, Finnország <sup>[1]</sup>

### 2.1. A kimosódási ráta meghatározása

A kimosódási ráta egyik lehetséges kísérleti meghatározására jó példa a Finn Meteorológiai Intézet Levegőminőség Kutató Csoportjának két tagja, Jussi Paatero és Juha Hatakka által közzétett tanulmány.

Az 1986-ban Csernobilban történt baleset után a Finn Meteorológiai Intézet (FMI) felszerelt számos saját radioaktivitás monitorozó állomást a külső sugárzás mérésére szolgáló műszerekkel. Jelen kutatók a tikkakoski-i (közép-finnország) állomáson mért 1995-ös adatokkal dolgoztak. (Azért eset erre az évre a választás, mert az ebben az évben mért csapadékmennyiség áll a legközelebb a területet jellemző átlagos értékhez.)

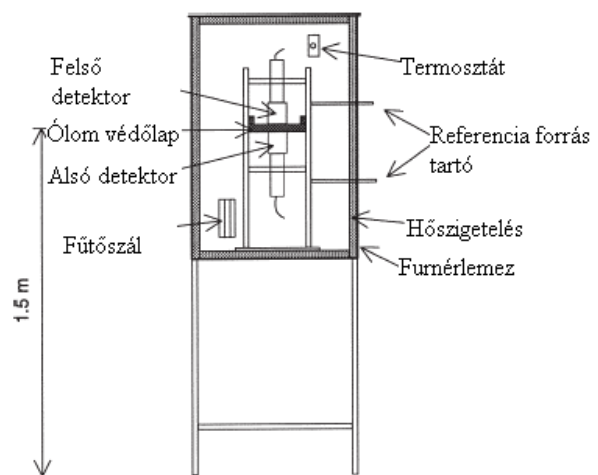
A kimosódási rátákat a hullott csapadékban mért  $^{214}\text{Pb}$  aktivitáskonzentráció illetve a levegőben azzal egy időben mért  $^{222}\text{Rn}$  aktivitáskonzentráció értékek hányadosaként kapták meg. Ez megfelel a kimosódási ráta már korábban az 1.4-es fejezetben bemutatott definíciójának, hisz a  $^{214}\text{Pb}$  a  $^{222}\text{Rn}$  leányeleme, és feltételezhetően a felhőkben már kialakult radioaktív egyensúly révén az aktivitáskonzentrációik összefüggenek.

A levegőben mérhető  $^{222}\text{Rn}$  aktivitáskoncentrációk kiszámítása egy olyan berendezés adataiból történt, amely felváltva áramoltatta keresztül a levegőt a benne található két darab, GM-csővel körülvett szűrő egyikén. (A mérések 7 méterrel a talaj felett, 2 méterre a megfigyelőállomás tetejétől történtek) A kapott (10 percre vonatkozó)  $^{222}\text{Rn}$  koncentráció értékekből egyórás medián értékeket határoztak meg.

Az esővel kiülepedett  $^{214}\text{Pb}$  aktivitáskoncentrációk meghatározása már közel sem volt ennyire egyszerű feladat.

A 6. ábrán látható a külső gamma-sugárzás mérésére szolgáló eszköz. A két darab, 76 mm x 76 mm-es, NaI szcintillációs detektorból álló rendszer alsó detektorának adataira támaszkodtak a kutatások során, mellyel egy diszkriminátor segítségével kiválogatott, az 50 keV-nál nagyobb energiájú fotonok kerültek 10 perces időintervallumokban megszámlálásra. A felső NaI szcintillációs detektor a szórt, azaz a levegőben levő részecskékből származó sugárzást volt hivatott érzékelni, míg az alsó, elsősorban a csapadék által kimosott, „kiülepedett” anyag aktivitásával arányos jelet mérte. (Maga a szerkezet 15 méterre volt a megfigyelő állomás épületétől.)

A mért beütésszám és a kiülepedett radon leányelemek aktivitása közötti korrekciós faktor azonban nem volt ismert.



6. ábra:  $^{214}\text{Pb}$  aktivitáskoncentrációjának meghatározására szolgáló külső gamma-sugárzás mérésére szolgáló detektor

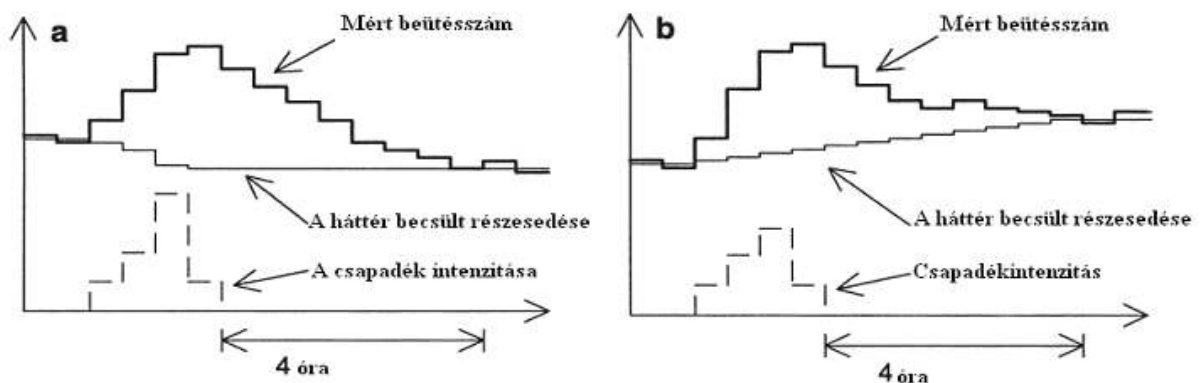
Kezdeti feltételként először elfogadták, hogy a beütésszám növekedése az esőzés alatt teljes egészében a  $^{222}\text{Rn}$  két rövid felezési idejű leányelemének, az  $^{214}\text{Pb}$ -nek és a  $^{214}\text{Bi}$ -nak tulajdonítható. Elhanyagolva ezzel a  $^{220}\text{Rn}$  leányelemeit, és a mesterséges aktivitást. Az  $^{214}\text{Pb}$  bomlásából származó beütéseket (lásd az  $F$  együtthatót alul) az összes detektálási esemény 52%-ának vették, a két magra vonatkozó különböző bomlási valószínűséget, a foton energiákat, és a NaI detektor hatásfokát véve alapul.

Az ülepedő komponens tényleges aktivitását úgy határozták meg, hogy a nettó beütésszám értékeket kiintegrálták az esőzés kezdetétől a csapadékhullás végét követő

negyedik óráig terjedő időtartamra. (A negyedik óra után a rövid életű  $^{222}\text{Rn}$  leányelemek döntő része már elbomlik). A beütések ily módon nyert összegét ( $X_{\text{TOT}}$ ) kezdeti beütésszám értékévé ( $R_0$ ) konvertálták úgy, hogy megszorozták azt a mért beütések  $^{214}\text{Pb}$  bomlásából származó arányával, illetve a  $^{214}\text{Pb}$  bomlási együtthatójával ( $\lambda$ ), hiszen:

$$FX_{\text{TOT}} = \int R_0 e^{-\lambda t} dt \Rightarrow R_0 = \lambda FX_{\text{TOT}} \quad (2)$$

ahol  $t$  az idő, és  $F=0,52$ . A háttér kivonásához két módszert használtak. Általános esetben csökkenő háttérsugárzással számoltak. (Ennek oka egyébként a talajfelszínen összegyűlő esővíz, illetve hótakaró sugárzásárnyékoló hatása, mértéke pedig, a csapadékhullás intenzitásával arányos. Emellett elmondható, hogy ez a hatás nyáron jóval jelentősebb, mint télen, télen ugyanis a kozmikus sugárzás relatív részesezése a háttérből nagyobb.) Bizonyos esetekben azonban a háttér lineárisan növekszik. Ez főleg tavasszal szokott előfordulni, a gyorsan olvadó hó miatt. (Lásd 7/a és 7/b ábrák)



7. ábra: A háttérsugárzás kezelése az alkalmazott detektornál

a) csökkenő háttér (általános eset); b) lineárisan növekvő háttér (pl.: hóolvadáskor)

(Finn Meteorológiai Intézet Levegőminőség Kutatócsoport) <sup>[1]</sup>

Mivel a háttértől származó detektált események számát a rövid életű  $^{222}\text{Rn}$  leányelemek döntő részének lebomlása után is meg kellett határozni a korrekcióhoz, ezért az egymást követő esőzéseket egy eseményként kezelték, amennyiben csapadékhullások között kevesebb, mint négy óra telt el.

Következő lépésként a kezdeti beütésszámot korrigálni (osztani) kellett a tényleges számlálási határfokkal ahhoz, hogy megkapják a kiülepedett  $^{214}\text{Pb}$  mennyiség

aktivitását. A számlálási hatások három dologtól függ: a számlálás geometriájától, a detektor tényleges hatásfokától, és annak a valószínűségétől, hogy az adott atom gamma-sugárzást bocsát ki (gamma-foton intenzitás).

A detektoron keresztül haladó foton-fluxus megbecslésekor csak a berendezés oldalsó és alsó felületeit vették figyelembe, és a fluxust az egyes felületeken azonosnak vették. A  $d=1,5$  m-es magasságban becsült fluxus ( $\varphi$ ) egy egységnyi (és állandó) erősségű  $R=100$  m sugarú sík (planáris) geometriájú forrásból származott, és a következő formulával került meghatározásra ( $S_A$  a forrás aktivitása):

$$\varphi = \frac{S_A}{2} \ln \left[ \frac{\sqrt{(d^2 + R^2)}}{d} \right] \Leftrightarrow \frac{\varphi}{S_A} = 2.1 s^{-1} m^{-2} Bq^{-1} m^2 \quad (3)$$

A számításba véve a gamma-sugárzás kibocsátás valószínűségére, illetve a NaI kristály esetén az  $^{214}\text{Pb}$ -ra vonatkozó tényleges hatásfokára vonatkozó adatokat, a következőt kapjuk:

$$A_A [Bq m^{-2}] = \frac{S_A R_0}{\varphi A \varepsilon_i \eta} \quad (4)$$

ahol  $A_A$  kiülepedett  $^{214}\text{Pb}$  aktivitása,  $\varphi S_A^{-1}$  az egységnyi erősségű sík forrás általi foton-fluxus ( $2,1 s^{-1} m^{-2} Bq^{-1} m^2$ ),  $A$  a detektor érzékeny felülete ( $0,0228 m^2$ ),  $\varepsilon_i$  a NaI detektor tényleges detektálási hatásfoka ( $0,88$ ),  $\eta$  pedig az  $^{214}\text{Pb}$  gamma kibocsátásának valószínűsége ( $0,56$ ). Figyelembe vették azt is, hogy a teljes számlálási hatásfokot tovább kell csökkenteni kb. 20%-kal, hogy ez ellensúlyozza a talaj, a csapadék, a hó, illetve a „detektorház” foton elnyelését, illetve a detektor „sarkainak” kisebb detektálási hatásfokát.

Végül az esővel kiülepedett  $^{214}\text{Pb}$  aktivitását elosztották a csapadék mennyiségével, hogy megkapjuk az aktivitáskoncentrációt. Ehhez az egyes esők alkalmával hullott csapadék mennyiségét, az esőérzékelők és az időjárás állomás napi csapadék adataira támaszkodva becsülték meg. (Ha az állomás 0 mm-es értéket rögzített, akkor 0,1 mm-rel számoltak, hogy az eredmény értelmezhető legyen.)

Az általuk kapott eredmények összhangban vannak az általunk fentebb az irodalom alapján ismertett modellel.

### **3. A felhőbeli $^{222}\text{Rn}$ koncentráció meghatározása az esővízben talajszinten mért radon leányelem-koncentrációk alapján <sup>[2]</sup>**

#### **3.1. A modell lényege és alkalmazásának feltételei**

Ebben a fejezetben az eddig vázoltak egyik gyakorlati alkalmazási lehetőségét mutatjuk be egy japán cikkben <sup>[2]</sup> közzétett eredmények alapján. A fejezet megismerése során kitekintést nyerhetünk arra, hogy a fenti elmélet, megfelelően átgondolt fizikai összefüggések és a hozzá tartozó matematikai egyenletek felírása révén, miként tud tényleges eredményeket szolgáltatni például a felhőszint radontartalmára nézve pusztán felszíni mérések segítségével.

A következőkben ismertetésre kerülő modell tehát lehetőséget ad a felhők  $^{222}\text{Rn}$  koncentrációjának megbecslése a földfelszínre érkező esőcseppekben lévő radon leányelemeinek (pl.:  $^{218}\text{Po}$ ) koncentrációja alapján, figyelembe véve a 1.3. fejezetben már korábban említett folyamatokat; az esőcseppek képződését a felhőben, az esőcseppek kihullását a felhőből és az esőcseppek esési idejét, a felhő alatti folyamatokat. Egyszerűsítő modell lévén a következő alapfeltételekből indul ki:

- Az esőfelhőkben fennálló körülmények állandók
- A  $^{222}\text{Rn}$  és leányelemei egyenletes eloszlásban vannak jelen a légtömegben

A következőkben a modell felállítása az alkalmazás irányának éppen ellenkezően történik. Ismert egységnyi felhőbeli radonkoncentráció, és adott csapadékkihullási intenzitás alapján számításra kerül a csapadékvízben megjelenő leányelemek radioaktivitása. A későbbiekben ezeknek az egyenleteknek a segítségével pedig, ha a modell alapfeltételezéseit megfelelő pontossággal igaznak találjuk, a földfelszínen mért radioaktivitások segítségével becsülhető a felhőbeli radonkoncentráció értéke is.

#### **3.2. A radon leányelemienek aktivitása felhőbeli cseppecskékben**

A felhőbeli radonkoncentráció meghatározására a felhőkben található leányelemek vizsgálatából indulunk ki. Ilyen leányelem pl.: a  $^{218}\text{Po}$  is. Mivel a  $^{218}\text{Po}$  felezési ideje egészen rövid a  $^{222}\text{Rn}$ -hoz viszonyítva, így radioaktív egyensúly alakulhat ki köztük a felhőben. A keletkező  $^{218}\text{Po}$  atomok az 1.3. fejezetben leírtak alapján azonnal hozzákapcsolódnak a felhőképző kondenzációs magokhoz, így a kondenzációs magokon kötött, térfogategységre jutó radon leányelemek száma a következő (5, 6 és 7-es) összefüggések szerint alakul:

$$a_{Rn} = \lambda_{Po218} n_{Po218} + \psi_c n_{Po218} \quad (5)$$

$$\lambda_{Po218} n_{Po218} = \lambda_{Pb214} n_{Pb214} + \psi_c n_{Pb214} \quad (6)$$

$$\lambda_{Pb214} n_{Pb214} = \lambda_{Bi214} n_{Bi214} + \psi_c n_{Bi214} \quad (7)$$

Itt  $a_{Rn}$  a Rn radioaktivitása,  $n_i$  az  $i$  nuklidot magába foglaló felhőcseppek száma,  $\lambda_i$  az  $i$  nuklid bomlási állandói,  $\psi_c$  a felhőbeli cseppek kiülepedési aránya.

Ezek alapján a  $^{218}\text{Po}$ ,  $^{214}\text{Pb}$  és  $^{214}\text{Bi}$  aktivitása a felhőbeli cseppecskék egységnyi térfogatában:

$$a_{Po218} = \lambda_{Po218} n_{Po218} = \frac{\lambda_{Po218}}{\lambda_{Po218} + \psi_c} a_{Rn} \quad (8)$$

$$a_{Pb214} = \lambda_{Pb214} n_{Pb214} = \frac{\lambda_{Pb214} \lambda_{Po218} n_{Po218}}{\lambda_{Pb214} + \psi_c} = \frac{\lambda_{Pb214}}{\lambda_{Pb214} + \psi_c} a_{Po218} \quad (9)$$

$$a_{Bi214} = \lambda_{Bi214} n_{Bi214} = \frac{\lambda_{Bi214} \lambda_{Pb214} n_{Pb214}}{\lambda_{Bi214} + \psi_c} = \frac{\lambda_{Bi214}}{\lambda_{Bi214} + \psi_c} a_{Pb214} \quad (10)$$

### 3.3. A leányelemek aktivitása az esőcseppekben:

Az előző pontban tárgyaltakhoz hasonlóan meghatározhatjuk a radon leányelemek térfogategységre jutó mennyiségét az esőcseppekben is. Ezt írja le a 11, 12 és 13-as összefüggés:

$$\psi_c n_{Po218} = \lambda_{Po218} N_{Po218} + \psi_r N_{Po218} \quad (11)$$

$$\psi_c n_{Pb214} + \lambda_{Po218} N_{Po218} = \lambda_{Pb214} N_{Pb214} + \psi_r N_{Pb214} \quad (12)$$

$$\psi_c n_{Bi214} + \lambda_{Pb214} N_{Pb214} = \lambda_{Bi214} N_{Bi214} + \psi_r N_{Bi214} \quad (13)$$

ahol,  $N_i$  az  $i$  elemet tartalmazó esőcseppek száma, a  $\psi_r$  pedig az esőcseppek távozási aránya a felhőből. Ezek alapján a  $^{218}\text{Po}$ ,  $^{214}\text{Pb}$ ,  $^{214}\text{Bi}$  aktivitása az esőcseppek egységnyi térfogatában a következő alakban írható fel:

$$A_{Po218} = \lambda_{Po218} N_{Po218} = \frac{\psi_c \lambda_{Po218} n_{Po218}}{\lambda_{Po218} + \psi_r} = \frac{\psi_c}{\lambda_{Po218} + \psi_r} a_{Po218} \quad (14)$$

$$A_{Pb214} = \lambda_{Pb214} N_{Pb214} = \frac{\psi_c \lambda_{Pb214} n_{Pb214} + \lambda_{Pb214} \lambda_{Po218} N_{Po218}}{\lambda_{Pb214} + \psi_r} = \frac{\psi_c}{\lambda_{Pb214} + \psi_r} a_{Pb214} + \frac{\lambda_{Pb214}}{\lambda_{Pb214} + \psi_r} A_{Po218} \quad (15)$$

$$A_{Bi214} = \lambda_{Bi214} N_{Bi214} = \frac{\psi_c \lambda_{Bi214} n_{Bi214} + \lambda_{Bi214} \lambda_{Pb214} N_{Pb214}}{\lambda_{Bi214} + \psi_r} = \frac{\psi_c}{\lambda_{Bi214} + \psi_r} a_{Bi214} + \frac{\lambda_{Bi214}}{\lambda_{Bi214} + \psi_r} A_{Pb214} \quad (16)$$

### 3.4. A Földfelszínen mérhető, a leányelemekhez kötődő radioaktivitás mértéke

A leányelemek által a földfelszínen keltett radioaktivitás mértékét a 17, 18 és 19-es differenciálegyenletek írják le. A tényleges aktivitásértékeket megkapjuk, ha behelyettesítve az egyenletekbe a felhőből a talajba szállítódás idejét.

$$\frac{dA_{Po218}}{dt} = -\lambda_{Po218} A_{Po218} \quad (17)$$

$$\frac{dA_{Pb214}}{dt} = \lambda_{Pb214} (A_{Po218} - A_{Pb214}) \quad (18)$$

$$\frac{dA_{Bi214}}{dt} = \lambda_{Bi214} (A_{Pb214} - A_{Bi214}) \quad (19)$$

### 3.5. Az esővíz radioaktivitása

Ahhoz, hogy a fentebb leírt modellt a földfelszíni össze tudjuk hasonlítani, a felhőkben képződő esőcseppek egységnyi térfogatára számított aktivitásértékeket ( $A_{Po218}$ ,  $A_{Pb214}$ ,  $A_{Bi214}$ , Bq/m<sup>3</sup> egységekben) át kell alakítanunk a csapadékvízben mérhető aktivitáskoncentrációkká ( $\alpha_{Po218}$ ,  $\alpha_{Pb214}$ ,  $\alpha_{Bi214}$ , Bq/ml egységekben). A két mennyiség közötti kapcsolatot 20-as összefüggésnél leírt egyszerű formulák szerint vehető figyelembe:

$$\alpha_{Po218} = \frac{\rho}{L_r} A_{Po218}; \quad \alpha_{Pb214} = \frac{\rho}{L_r} A_{Pb214}; \quad \alpha_{Bi214} = \frac{\rho}{L_r} A_{Bi214} \quad (20)$$

$\alpha_i$  az adott nuklidra vonatkozó radioaktivitás a csapadékvízben (Bq/ml), a  $\rho$  az esővíz sűrűsége (g/ml), az  $L_r$  pedig a felhőben lévő esőcseppek víztartalma g/m<sup>3</sup>-ben, amit a Marshall–Palmer-formulából (21-es összefüggés; *J. S. Marshall és W. McK. Palmer (1948)*) meghatározható g/m<sup>3</sup> egységekben, a csapadék ( $P$ , (mm/h)) függvényében:

$$L_r = 0,089P^{0,84} \quad (21)$$

A fentebb már említett egyenletek tényleges alkalmazásához szükségünk van azonban egyes paraméterek, mint  $\psi_c$ ,  $\psi_r$ , meghatározására. A következőkben ezek megadásának egyik módjáról ejtünk néhány szót.

Ez a modell számításba vesz a cseppecskék közötti lehetséges ütközéseket is. Egy  $R$  sugarú felhőcseppnek egy  $R'$  és  $R'+dR'$  közötti sugarú esőcseppel való ütközéséből származó ütközési komponensét a 22-es integrál adja meg:

$$H(R) = \int_{R'} \pi R'^2 E(R', R) [v(R') - v(R)] s(R') dR' \quad (22)$$

Itt  $R'$  az esőcseppek sugara, az  $E$  az összeütközés hatékonyságát leíró paraméter,  $v$  az cseppek sebessége és  $s$  pedig az esőcseppek koncentrációja a levegőben.

A felhőcseppek kiülepedési arányát a 23-as összefüggés szerint számolhatjuk ki:

$$\psi_c = \frac{\int_c (R) H(R) dR}{\int_c (R) dR}, \quad (23)$$

Ahol  $c$  a felhőcseppek koncentrációja, amely az cseppek sugarának ( $R$ ) függvényében megadható [4].

A fenti egyenletekből számítható a következő empirikus formula (24):

$$\psi_c = (0,028 - 0,036e^{-0,19\langle R \rangle}) P^{0,83}, \quad (24)$$

ahol  $\psi_c$  a felhőcseppek kiülepedési aránya percenként, és  $\langle R \rangle$  a felhőképző cseppek sugara  $\mu\text{m}$ -ben,  $P$  pedig a csapadékintenzitás ( $\text{mm/h}$ ).

Következő lépésként kiszámolhatjuk az esőcseppek kiülepedési arányát percenként ( $\psi_r$ ).

A csapadékintenzitást ( $P$ ) a 25-ös összefüggés szerint definiáljuk:

$$P = \psi_r L_r D, \quad (25)$$

ahol  $L_r$  a felhőbeli esőcseppek víztartalma  $\text{g/m}^3$ ,  $D$  pedig a felhő vastagsága  $\text{km}$ -ben megadva.

Ebből  $\psi_r$ -t kifejezve az empirikus tényezők ismeretében:

$$\psi_r = 0,187 \frac{P^{0,16}}{D} \quad (26)$$

Végül szükségünk van az esőcseppek átlagos esési sebességére ( $\langle v \rangle$ ), hogy ki tudjuk számítani átszállítódásuk idejét a felhők aljától a földfelszínig. Ezt a következő egyenlet határozza meg:

$$P = \langle v \rangle L_r \quad (27)$$

Vagyis ebből kivejzve az átlagos esési sebességet:

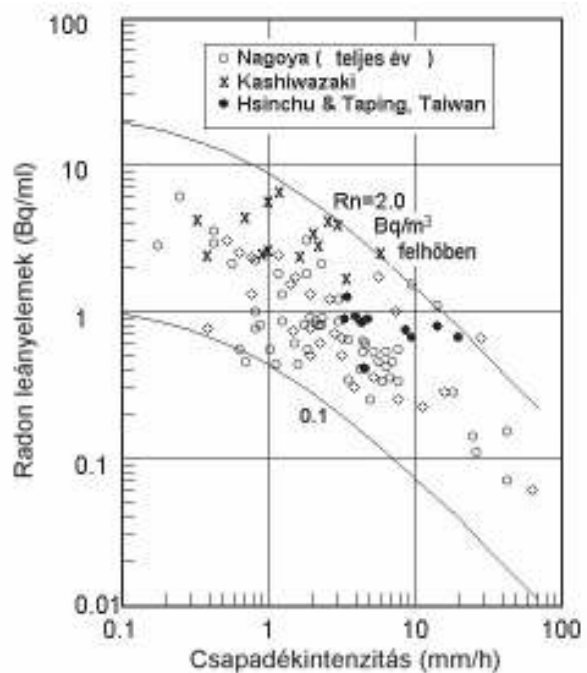
$$\langle v \rangle = 0,187 P^{0,16}, \quad (28)$$

Ahol  $\langle v \rangle$ -t km/percben adjuk meg.

### 3.6. Jelen modell alkalmazása és pontosságának értékelése <sup>[2]</sup>

A fentebb leírt modell segítségével japán és kínai tudósok becsléseket tudtak tenni a felhőbeli radon-koncentrációra, az esővíz radioaktivitásának vizsgálata révén. A továbbiakban bemutatott adatokat Nagoyában néhány évvel ezelőtt megmérték:

A 8. ábra bemutatja a Nagoyában végzett vizsgálatból származó egész éves adatokat, melyeket az egyes csapadékesemények idején mértek. Néhány adat Taiwanról és Kashiwazakiról származik. Az ábra pontjait a felszínen mért értékek alapján a fejezetben ismertetett modell segítségével számították ki. A két folytonos görbe a modell által adott maximális és minimális értékekre lett illesztve. Ezek nagyjából megfelelnek a  $\pm 1\sigma$  egyszeres szórási tartománynak. Ez a felhőbeli Rn koncentrációkra

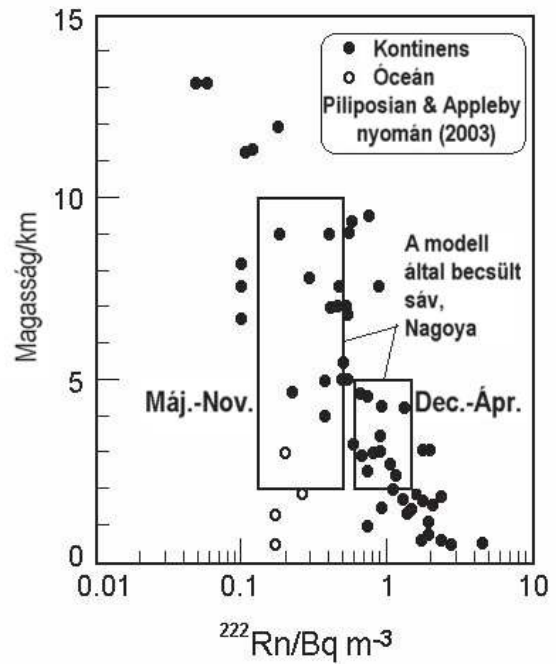


nézve nagyjából 0,60–1,50 Bq/m<sup>3</sup>-es intervallumot jelent a decembertől áprilisig tartó időszakra, míg 0,13–0,50 Bq/m<sup>3</sup>-t május és november között. A modell pontosságának vizsgálatára ezeket az értékeket célszerű összevetni a mért koncentráció értékekkel.

8. ábra: A japán és kínai kutatók által meghatározott csapadékok és aktivitásuk <sup>[2]</sup>

A 9. ábra mutatja azokat az adatokat, melyeket Eurázsia, Észak-Amerika és Hawaii felett mértek (G. T. Piliposian és P. G. Appleby (2003) <sup>[5]</sup>) Mivel Nagoya a szárazföld és a tenger találkozásánál fekszik, az elméletek alapján az lenne a helyes, ha a december-április közti adatokat használnánk, mert a kontinentális levegőtömeg ebben az időszakban jelentős. A Hawaii-on mért adatok a május-novemberi tartó időszak

eredményeinek értelmezésénél nyújtanak segítő keze, amikor időszakosan tengeri légtömegek mozdulnak el a Japán-szigetek fele. A 9. ábrán a két keret a fentiekben számolt tartományokat mutatják. A decembertől áprilisig tartó időszakra láthatóan a kontinentális adatokat elég jól leírja a modell, míg a májustól novemberi adatoknál a kontinentális adatok mellett az óceáni adatok is bekerülnek a vizsgált tartományba, ami a fentebb már említett óceáni légtömegek időszakos megjelenésének tudható be.



9. ábra: A légköri Rn koncentráció a magasság függvényében, szárazföldi, és óceáni területekre [5]

## **4. A modell kísérleti vizsgálata az ELTE Magkémiai Laboratórium gamma-detektorának és a budapesti lőrinci csapadékmérő állomás adatainak összehasonlításával**

A korábbiakban ismertetett elméletek vizsgálatára összehasonlító elemzést végeztünk az ELTE-TTK Magkémiai tanszék gamma-detektorával mért dózisértékek és a lőrinci meteorológiai állomás interneten hozzáférhető csapadékadatai között. A vizsgálat célja az volt, hogy megtudjuk, hogy az irodalomból megismert modell kellően pontos-e illetve, hogy a radioaktív részecskék esővel történő nedves kiülepedésének, a vizsgált jelenségcsoporthoz, mekkora a gyakorlati jelentősége.

### **4.1. Az adatok és a feldolgozás menete**

Az összehasonlító vizsgálatainkhoz az ELTE-TTK-án (Bp.1117. Pázmány Péter sétány 1/A), megközelítőleg 3 méteres magasságban rögzített, a felszínközeli régió gamma-sugárzásának vizsgálatára irányuló méréseket vettük alapul. Ezek a mérések 10 perces bontásban, Sv/h-ban mért adatsorokat jelentenek, majdnem a teljes 2009-es évre visszamenőleg. (A nyári időszakban, valamint a detektor párszori újraindításánál néhány napon nem történt mérés, valamint az adatok letöltése november közepén történt, így a november 19-e utáni adatokat ez az elemzés már nem tartalmazza).

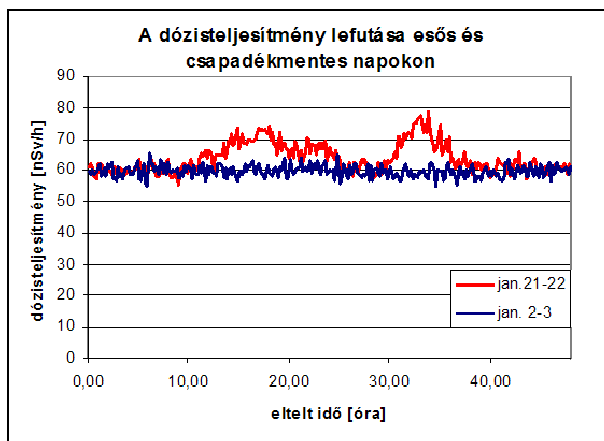


10. ábra: Az RS-03/X típusú mérőeszköz

Az adatok felvétele egy RS-03/X típusú mérőeszköz (BITT Technology) segítségével történt (lásd 10. ábra), melyet a gamma-sugárzás okozta radioaktivitás mérésére használnak. A műszer detektora egy NPGD 02-es típusú proporcionális számláló (BITT Technology), amely egyenértékű dózis teljesítmény egységekben  $\{H^*(10)\}$  rögzít adatokat. Az igen széles, 9 nagyságrendet átfogó mérési tartomány (10nSv/h-tól 10Sv/h-ig, mérési bizonytalanság  $\pm 10\% \leq 1 \text{ Sv/h}$ , illetve  $\pm 15\% \geq 1 \text{ Sv/h}$ ) a nagy dózis értékek mérése mellett a környezeti háttér csekély változásainak észlelését is lehetővé teszi.

A dózisértékekkel szembe állított meteorológiai adatokat a lőrinci időjárás megfigyelő állomáson mérték (Budapest/Lorinc, HUNGARY. 47-26N; 019-11E). A mért adatok részben nyilvánosak, így például a napi csapadékösszegek adatai is, és elérhetők a *www.ogimet.com* <sup>[6]</sup> internetes oldalon. Sajnálatos módon ezekkel az adatokkal a csupán egy naponta összegzett értékhez jutottunk hozzá, így módon az esőzések napi menete, az eltérő intenzitású csapadékesemények megkülönböztetése nem vált lehetővé. Kizárólag az abszolút mennyiségeket tudtuk vizsgálni.

Az adatfeldolgozás során a 10 percenként rögzített radioaktivitás értékeket napi átlagokká számoltuk át, majd a Sv/h-ban levő eredményeket, jobban kezelhető nSv/h-ban fejeztük ki. Az év egyes hónapjaira meghatároztuk az úgynevezett „háttéraktivitás” értékeket. Ezt az adott hónap csapadékmentes napjain mért napi átlagos gamma-aktivitásra vonatkozó dózisteljesítmény-értékek átlagában adtuk meg. Az előzetes



11. ábra: A gamma-dózisteljesítmény lefutása csapadékos (jan. 21-22.) és csapadékmentes (jan. 2.-3.) napokon

elvárásainknak megfelelően ez az érték nagyjából konstans, a teljes 2009-es évre (azaz minden csapadékmentes napra) kiátlagolva 60,29 nSv/h-nak adódik szórása, pedig csupán 1,06 nSv/h. Az éves háttér tehát megközelítőleg  $(60 \pm 1)$  nSv/h értékben határozható meg a napi átlagokból. (A legkisebb számított háttérértékkel a február hónapban kellett számolnunk. Ez 59,97

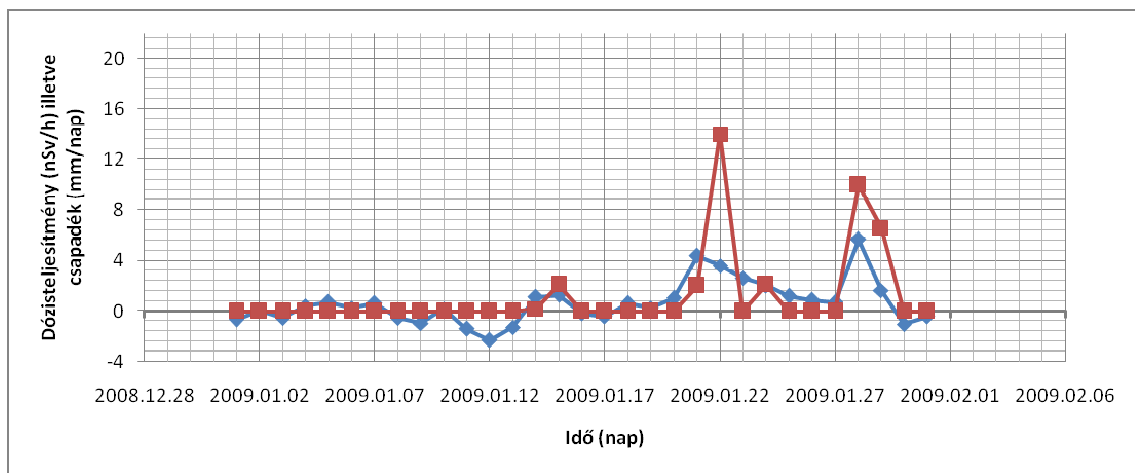
nSv/h volt a legnagyobb, pedig az augusztus hónaphoz tartozott, 60,89nSv/h. Az, hogy a háttér értéke kora tavasszal, alacsony, majd ősszel magasabb értéket vesz fel, megfelel a fentebb, a Rn-exhaláció évszakos függésénél ismertetett megfigyeléseknek. ) A napi átlagos gamma-dózisteljesítmény értékekből levonva a megfelelő hónapra vonatkozó „háttérdózisteljesítményt” megkaptuk az adott napon mért napi átlagos dózisteljesítmény-érték háttértől való eltérését. Ezeket az értékeket hasonlítottuk össze, grafikonon ábrázolva a csapadékmérő állomás napi csapadékösszegeivel. Az összehasonlítást elvégeztük minden hónapra, továbbá a teljes 2009-es évre is. Ezeket a 12-23-es ábrák szemléltetik. A grafikonokon a kézzel jelölt görbék a napi átlagos

dózteljesítmény-értékek háttértől való eltérését mutatják be (nSv/h), míg a napi csapadékmennyiségeket pirossal látjuk (mm/nap).

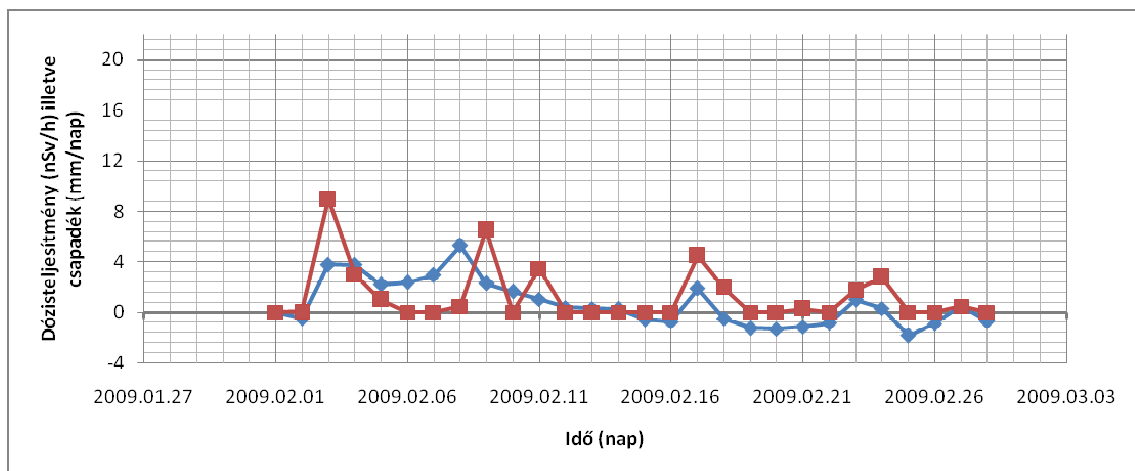
A kutatással kapcsolatban itt érdemes megjegyezni, hogy a további vizsgálatok során célszerű lenne a radioaktivitás és a csapadék egymáshoz való viszonyát nagyobb felbontásban ábrázolni (hetekre vagy napokra nézve), de ez jelen összefoglaló esetében a hiányzó meteorológiai adatok miatt egyelőre nem volt lehetséges. Ugyanakkor jelen kutatás az ismertetett modell általános vizsgálatának céljára alapvetően elég jól megfelel.

## 4.2. A kapott grafikonok, és azok értékelése

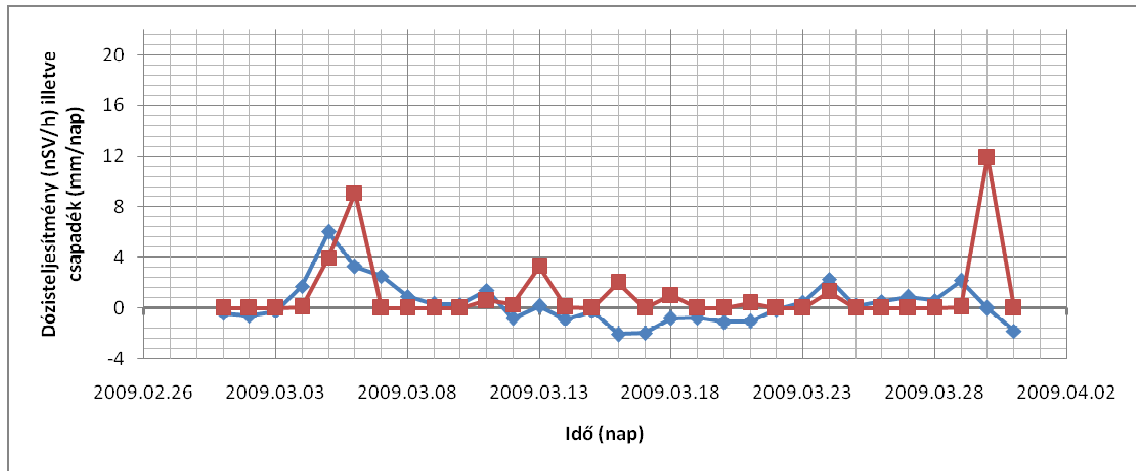
### 4.2.1. A napi gamma-dózteljesítményeket és csapadékértékeket megjelenítő grafikonok havi bontásban



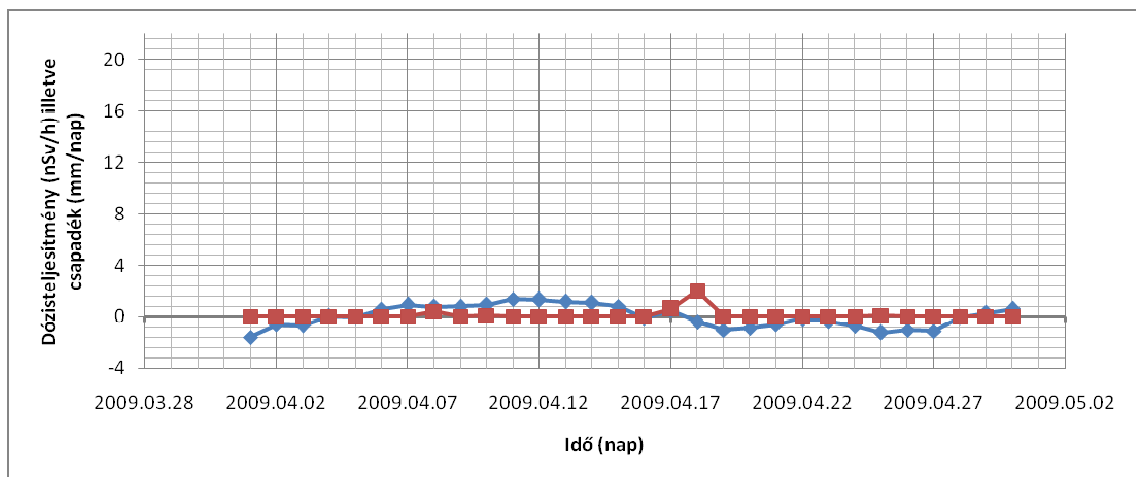
12. ábra: A 2009-es év januárját bemutató grafikonon (—◆—: a gamma-dózteljesítmény napi átlagának háttértől való eltérése, nSv/h-ban; —■—: a napi csapadék mm/nap-ban)



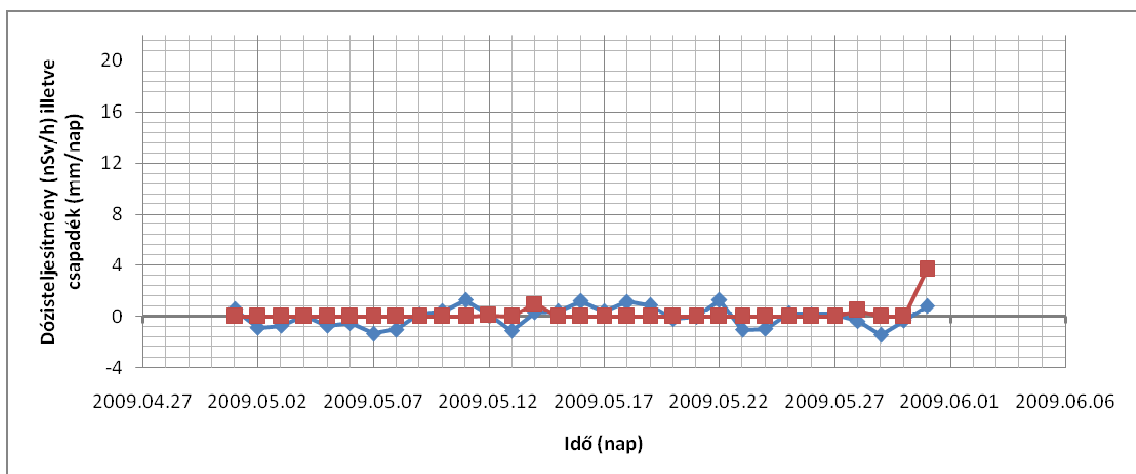
13. ábra: A 2009-es év februárját bemutató grafikonon (—◆—: a gamma-dózteljesítmény napi átlagának háttértől való eltérése, nSv/h-ban; —■—: a napi csapadék mm/nap-ban)



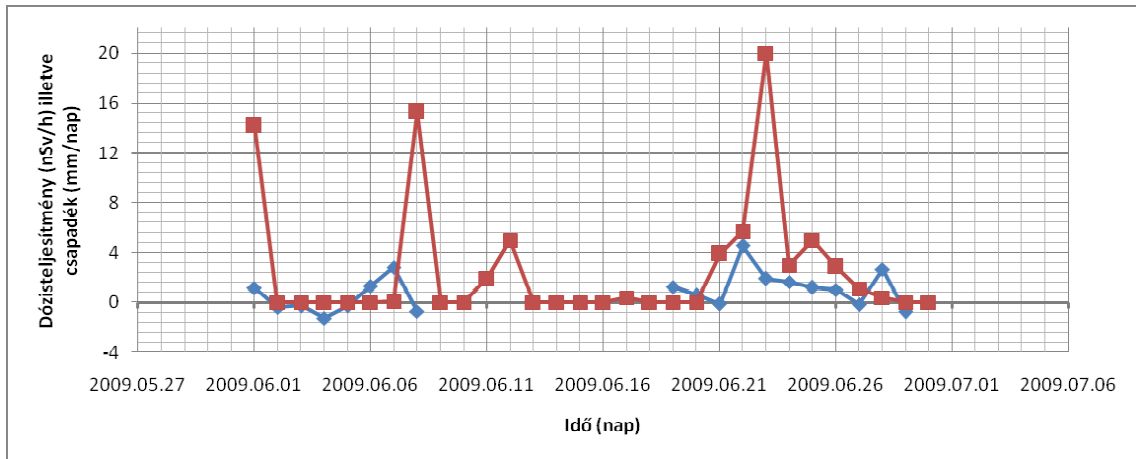
14. ábra: A 2009-es év márciusát bemutató grafikon (—▲—: a gamma-dózisteljesítmény napi átlagának háttértől való eltérése, nSv/h-ban; —■—: a napi csapadék mm/nap-ban)



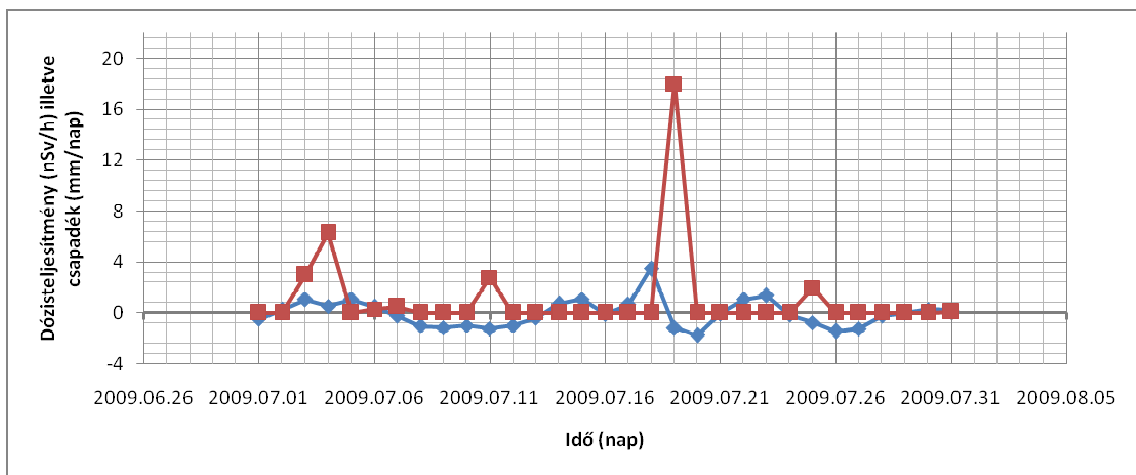
15. ábra: A 2009-es év áprilisát bemutató grafikon (—▲—: a gamma-dózisteljesítmény napi átlagának háttértől való eltérése, nSv/h-ban; —■—: a napi csapadék mm/nap-ban)



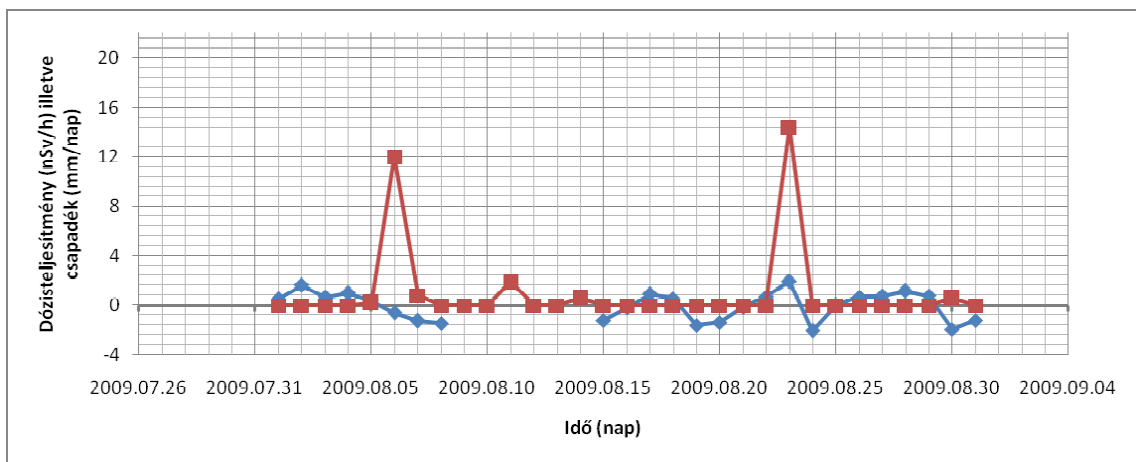
16. ábra: A 2009-es év májusát bemutató grafikon (—▲—: a gamma-dózisteljesítmény napi átlagának háttértől való eltérése, nSv/h-ban; —■—: a napi csapadék mm/nap-ban)



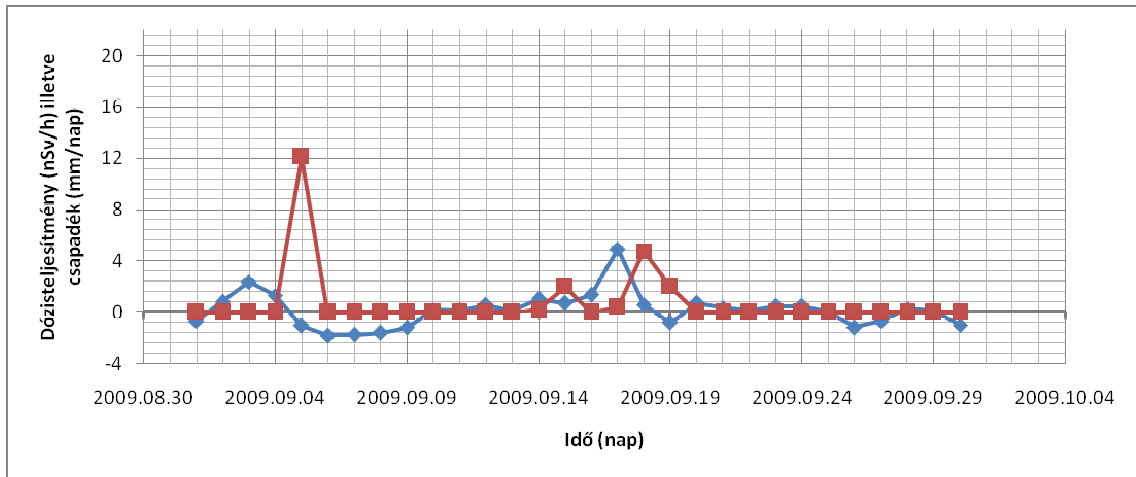
17. ábra: A 2009-es év júniusát bemutató grafikon (—◆—: a gamma-dózisteljesítmény napi átlagának háttértől való eltérése, nSv/h-ban; —■—: a napi csapadék mm/nap-ban)



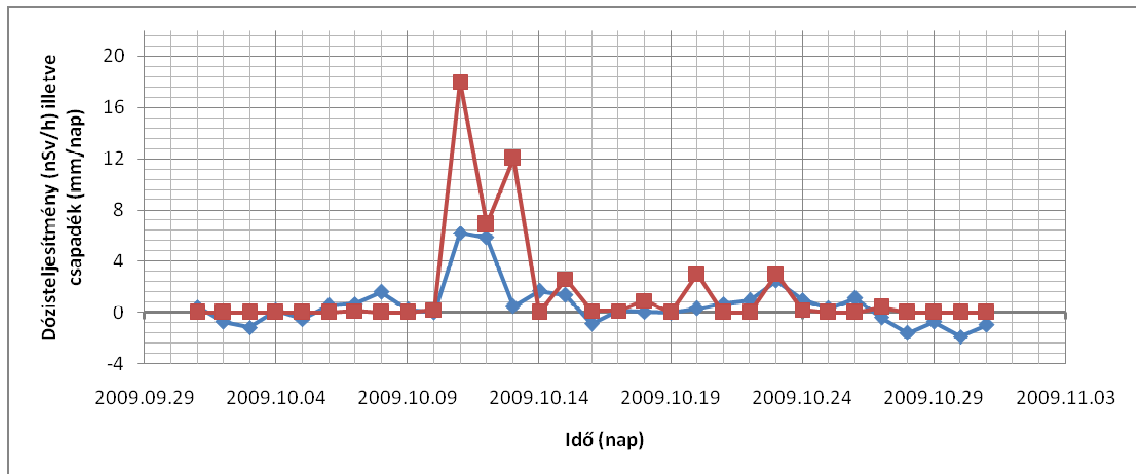
18. ábra: A 2009-es év júliusát bemutató grafikon (—◆—: a gamma-dózisteljesítmény napi átlagának háttértől való eltérése, nSv/h-ban; —■—: a napi csapadék mm/nap-ban)



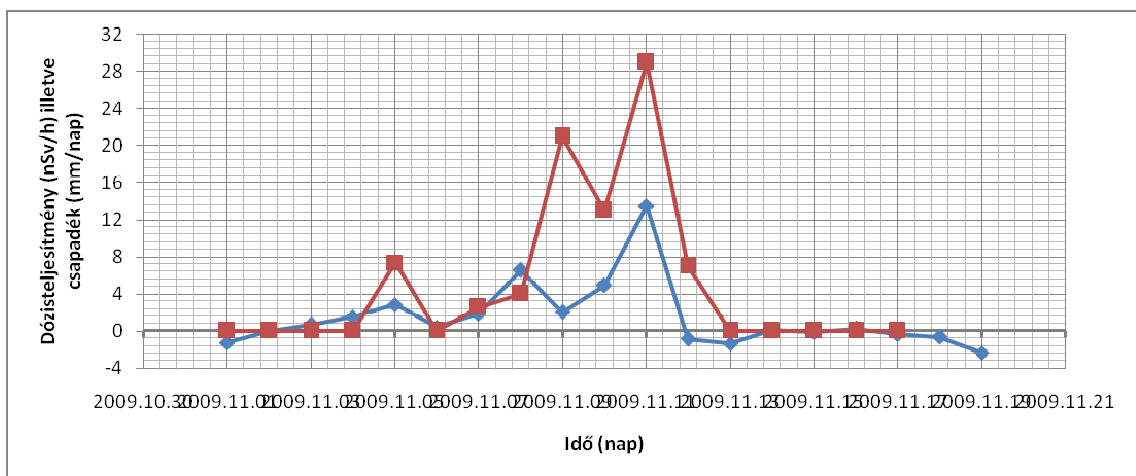
19. ábra: A 2009-es év augusztusát bemutató grafikon (—◆—: a gamma-dózisteljesítmény napi átlagának háttértől való eltérése, nSv/h-ban; —■—: a napi csapadék mm/nap-ban)



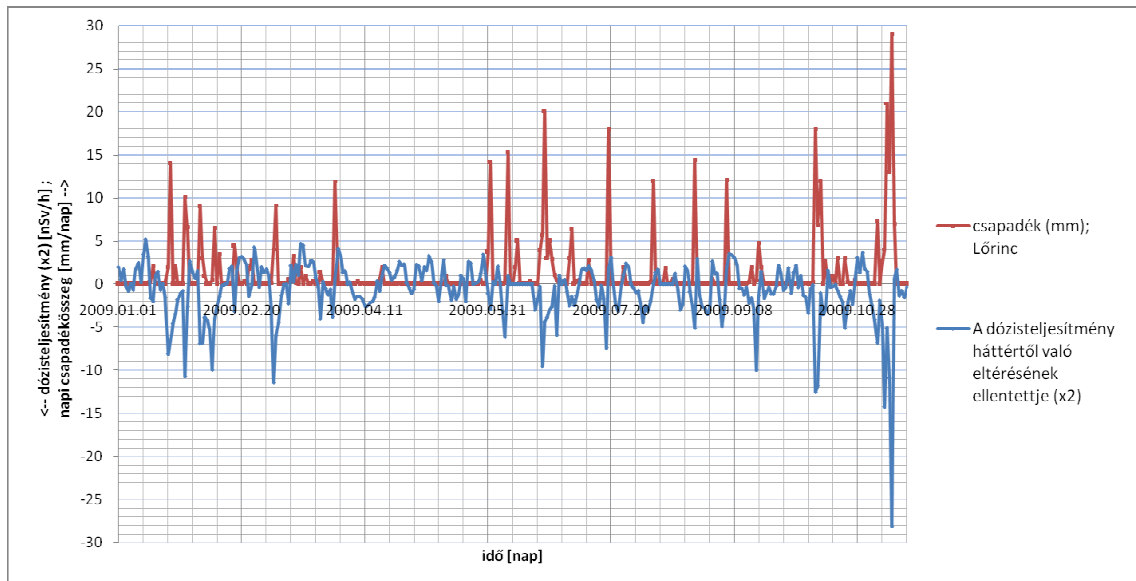
20. ábra: A 2009-es év szeptemberét bemutató grafikon a gamma-dózisteljesítmény napi átlagának háttértől való eltérése, nSv/h-ban; ■: a napi csapadék mm/nap-ban)



21. ábra: A 2009-es év októberét bemutató grafikon (◆: a gamma-dózisteljesítmény napi átlagának háttértől való eltérése, nSv/h-ban; ■: a napi csapadék mm/nap-ban)



22. ábra: A 2009-es év novemberjét bemutató grafikon (◆: a gamma-dózisteljesítmény napi átlagának háttértől való eltérése, nSv/h-ban; ■: a napi csapadék mm/nap-ban)



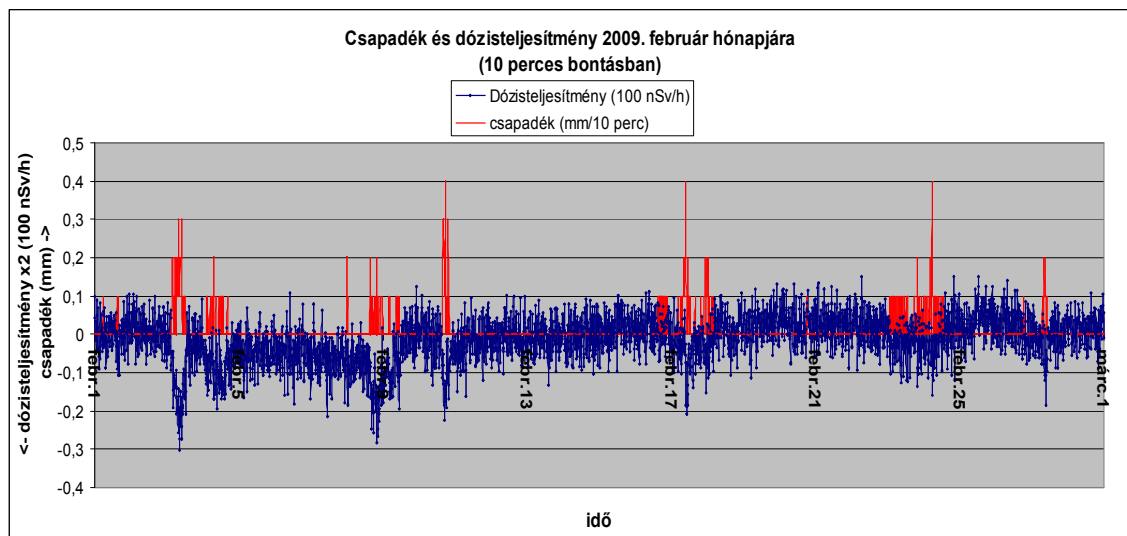
23. ábra: A 2009-es év egészét bemutató (—◆—: a gamma-dózisteljesítmény napi átlagának háttértől való eltérése (lefele fordítva, x2-es nagyítás), nSv/h-ban; —■—: a napi csapadék mm/nap-ban)

#### 4.2.2. A grafikonokkal kapcsolatos általános megfigyelések

Tanulmányozva a kapott ábrákat, elemezve a görbék menetét, illetőleg a két görbe lefutásbeli kapcsoltságának mértékét az alábbi megfigyeléseket tehetjük:

A felszínközeli levegőben mérhető radioaktivitás változása minden valószínűség szerint egy multikauzális, azaz több okra visszavezethető jelenség, ugyanakkor az elméleti levezetés alapján a radon leányelemek csapadék általi kimosódásának esetenként kiemelt szerepe van ennek kialakításában. Feltehetőleg a jelenség kialakításának egyik kulcsfaktorával van dolgunk. (Mélyebb vizsgálódás esetén érdemes lehet akár faktoranalízist is végezni erre a jelenségre, hogy pontosabban megismerjük a kialakító folyamatokat. Az ábrázolt görbék (napi átlagos gamma-dózisteljesítmény háttértől való eltérése (kézzel, nSv/h egységekben) és a napi csapadékösszegek (pirossal, mm/nap egységekben)) hasonlósága már elsőre is szembeötlő mind havi, mind éves szinten. Az egyes csapadékeseményekhez kötődően a havi görbék mentén nagy százalékban találunk egy kapcsolódó dózisteljesítmény csúcsot is. Itt meg kell jegyezni azt, hogy többször előfordul olyan eset, hogy a dózisteljesítményben megjelenő szignifikáns csúcs egy nappal elcsúszva jelentkezik. Ez úgy tűnik magyarázható például az átlagolással végzett simítás miatti elcsúszással vagy a mérési helyek eltéréseivel és az emiatt köztük jelenlévő távolsággal (a csapadékot hozó felhőzet mozgásban van), valamint azzal, hogy az esetenként éjjel érkező csapadékot a

leolvasás során a már a következő napra tehető a meteorológiai állomáson dolgozó leolvasó személy. A dózisteljesítmény mérése ezzel szemben online módon történt, nem tartalmaz ilyen tévedést. Az ilyen jellegű feltételezéseket támasztja alá a 24. ábra által bemutatott februári idősor, amely a 4.1. fejezetben leírt 10 percenkénti dózisteljesítmény adatsort hasonlítja össze a Meteorológiai Intézet által Lágymányoson mért 10 perces csapadékadatokkal [7]. (A későbbiekben ilyen jellegű adatok feldolgozásától is remélünk majd további eredményeket.)



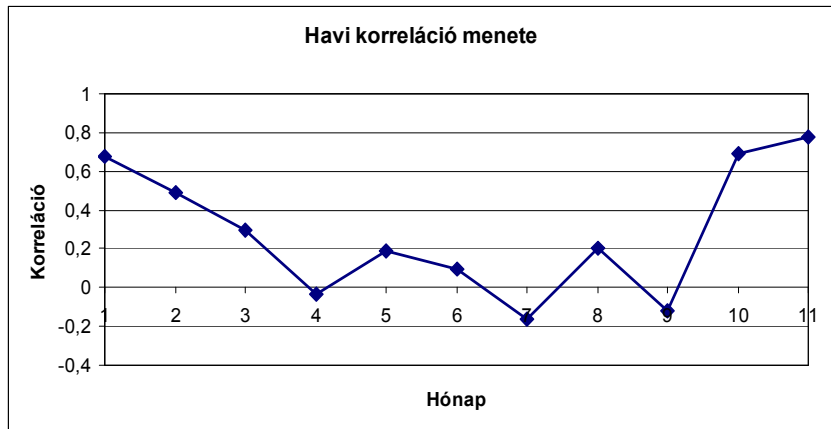
24. ábra: A gamma-dózisteljesítmény mínusz kétszerese (100 nSv/h) és csapadékmennyiség (mm) 10 perces bontásban, 2009 Budapest, Lágymányos

A 24-es ábra jól mutatja, hogyha megfelelő felbontásban és azonos helyen mért értékek esetén az nagy bizonyossággal kijelenthető, hogy minden „felfelé” pirossal csúcsot adó csapadékeseményhez tartozik egy „lefelé” kék csúcsot adó dózisteljesítmény csúcs. Itt érdekes lehet majd a későbbiekben a csúcsokhoz szignifikancia-szinteket rendelni és megvizsgálni azt, hogy szignifikáns csapadékcsúcsokhoz minden esetben tartozik-e egy szignifikánsnak mondható dózisteljesítmény csúcs is. Összességében tehát úgy tűnik, hogy korábbi fejezetekben vázolt kapcsolatot a radioaktivitás és a csapadékesemények között, a havi görbék jól mutatják. Ennek ellenére a kapcsolat mégis legszemléletesebben az éves görbén mutatkozik meg (23.ábra). Ez hasonlóan a 24. ábrához ellentétes előjellel jeleníti meg a két vizsgált mennyiséget és jól látszik, hogy felfele néző csapadékcsúcsokhoz rendre párosul egy-egy lefele néző dózisteljesítmény csúcs, ugyanakkor alaposan szemügyre véve az ábrát azt is észre vehetjük, hogy vannak ettől eltérő esetek is, amelyek további magyarázatra szorulnak.

Jelen vizsgálat alapján, úgy tűnik, hogy a lehullott csapadék és vizsgált dózisteljesítmény görbék közötti korreláció mértéke annál nagyobb, minél csapadékosabb volt az adott hónap. A korreláció mértékét a 25. ábra mutatja be az egyes hónapokra.

Példának okáért a legesősebbnek

adódó november hónapra (17-éig 84 mm csapadék hullott) a csapadék adatsorra, és a naponként átlagolt, háttértől eltérő dózis



25. ábra: A gamma-dózis háttértől való eltérése és a napi csapadékmennyiség közötti korrelációs faktor évszakos menete

adatokra számított korrelációs faktor 0,78, ami elég jónak tekinthető. Ugyanakkor május hónapra csupán 0,19-nek adódik ez a faktor, ami egyáltalán nem meglepő, tekintve a mindössze 5,3 mm-nyi, szinte elhanyagolható mennyiségű csapadékot. Nyilvánvalóan csapadék hiányában a radioaktív háttérrel befolyásoló egyéb tényezők hatása lesz a meghatározó. Ezek részesedése a változás tekintetében ilyenkor úgy tűnik, hogy relatíve megnő továbbá józanésszel is belátható, hogy ilyenkor, a csapadék hiányában nincs is értelme a csapadék és a gamma-aktivitás közötti kapcsolat vizsgálatának. Az összevethetőséghez a csapadék, mint tényező jelen kell legyen és ebből kifolyólag az is nyilvánvaló, hogy minél erőteljesebben van jelen a csapadék az adott környezetben, annál erőteljesebb a hatása is. Ennek tükrében a legszárazabb április hónap (3,2 mm) adta -0,03-as korrelációs faktor sem kelthet komolyabb megdöbbenést.

#### 4.2.3. A meteorológiai tényezők hatása; a csapadékkal kapcsolatos megfigyelések

Az *ogimet.com*-ról <sup>[6]</sup> letölthető Budapest/Lőrinc állomás további meteorológiai adataival összevetve a készült görbéket, úgy tűnik a görbék menete többé-kevésbé megmagyarázható, ha nem is kizárólag a csapadéértékek változásának ismeretével. Első közelítésben 3 meteorológiai paraméter vettünk figyelembe, melyek segítségével a tapasztalati görbék lefutása elég jól magyarázható. Ezek a paraméterek a napi csapadék mennyiség, a napi átlagos hőmérséklet- és nyomásértékek. Természetesen ezek együttese (és feltehetőleg más egyéb tényezők is) határozza meg az általunk detektált dózisteljesítmény képét, ugyanakkor a görbe menetén belül lehetőségünk van ezeknek a

hatásoknak a külön-külön vizsgálatára is, ha olyan szakaszokat keresünk, ahol egyik vagy másik tényező egyértelműen nem játszik jelentősebb szerepet. (Például olyan esetben, ahol nincs csapadék, de van jelentős változás, ott nyilvánvalóan azt nem a csapadék hatása idézi elő stb.) A következőkben kiemelünk a görbék menetében speciális helyeket, ahol a 3 említett tényező közül valamelyik a többivel szemben sokkal meghatározóbbnak tűnik, illetve néhány olyan példát, ami csak a hatótényezők együttes jelenlétével magyarázható meg.

Például a csapadékcúcsok egymáshoz viszonyított nagyságát nézve szembeszökő, hogy többnyire (az első fejezetünkben tárgyalt modellünkkel összhangban) a kisebb csapadékmennyiségek relatív értelemben véve nagyobb mértékben növelik a gamma-sugárzásra vonatkozó háttérrel, mint a nagyobb mennyiségű esők, mindaddig, míg ezt más hatások nem módosítják. Erre példa, hogy míg a január 15-én hullott 2,1 mm csapadék 1,29 nSv/h növekedést okozott a mérhető radioaktivitásban, ugyanakkor a január 22-én érkező 14 mm-es eső „csupán” 3,60 nSv/h növekedést hozott. Ehhez képest a január 28-i 10 mm-nyi kisebb méretű eső ismét csak nagyobb 5,66 nSv/h dózisznövekedéssel járt. Más szavakkal, míg az első esetben 1 mm-nyi csapadék 0,64 nSv/h többletet jelentett, addig a második esetben érkező csapadék 1 mm-re csak 0,26 nSv/h-t. Ehhez képest a 28-adika kisebb csapadékmennyisége megint csak emelkedés jelent az 1 mm-ére jutó 0,566 nSv/h értékével, ami ha nem is egyértelműen, de kisebb, mint az 15-ikei esetben. Hozható persze másik példa is az adatsorból. Például a november 7-én leesett 2,6 mm eső 1,87 nSv/h-s többletének összehasonlítása a két nappal korábbi 7,4 mm-nyi csapadék +2,88 nSv/h-ban megmutatkozó hatásával is magáért beszél. Habár a csapadékesemények időbeli lefutását, ezáltal a pontos intenzitásukat nem ismerjük, azért feltételezhető, hogy ha egy nap a csapadékösszeg jóval nagyobb, mint egy másikon, akkor ott igen nagy valószínűséggel a csapadékeseményhez kötődő csapadékintenzitás is nagyobb lehetett. Ennek tükrében úgy tűnik tehát többnyire igaz az a megállapítás, hogy kisebb intenzitású esők, melyek többnyire kisebb esők ülepítik le relatíve (az általuk lehozott csapadékmennyiséghez képest) a leghatékonyabban a radon leányelemeket. Az igen nagy mennyiségű csapadékkal járó (és feltehetőleg nagy intenzitású) esők, pedig láthatóan csekélyebb, magukhoz képest sokszor elenyésző radioaktivitás növekménnyel járnak együtt. Elég csak rápillantanunk akár a július 19-i (18 mm csapadék), akár az

augusztus 6-i (12 mm), vagy éppen a szeptember 5-i (12 mm) napra. Megjegyzendő ugyanakkor az is, hogy a viharokkal járó (esetenként azokat megelőző) nagyobb szellőkések is szerepet játszhatnak ezek kialakításában, „megtisztítva” a levegőt az aktív nuklidokat kötő aeroszol-részecskéktől. (Az előbb említett 3 napot egyébként csak közepesen erős, 18-20 km/h sebességű szelek jellemezték.) Részletesebb vizsgálathoz, és ahhoz, hogy pontosabb megállapításokat tehesünk, mint arra már korábban utaltunk, nagyobb felbontású csapadékadatok lennének szükségesek.

Tovább vizsgálódva megfigyelhető, hogy a legtöbb esetben, ha több esős nap követi egymást, akkor az időben egymást követő csapadékok mellett a gamma-dózisteljesítmény növekedése fokozatosan csökken. Ezt esetleg magyarázhatjuk olyasfajta módon, hogy a magasabb légrétegekben kevesebb idő jut a légkörből kihullott radionuklidok pótlódására, azaz a felső légrétegek mind szegényebbek lesznek a radon leányelemekre nézve. (Pl.: a kimosódás folyamata gyorsabban megy végbe, mint az új nuklidok keletkezése.) Figyeljük csak meg, hogy míg a február 23-án hullott 1,8 mm-nyi eső +1,01 nSv/h-s növekményként mutatkozik meg, addig a másnapi (24-i) 2,8 mm már csak +0,33 nSv/h-val.

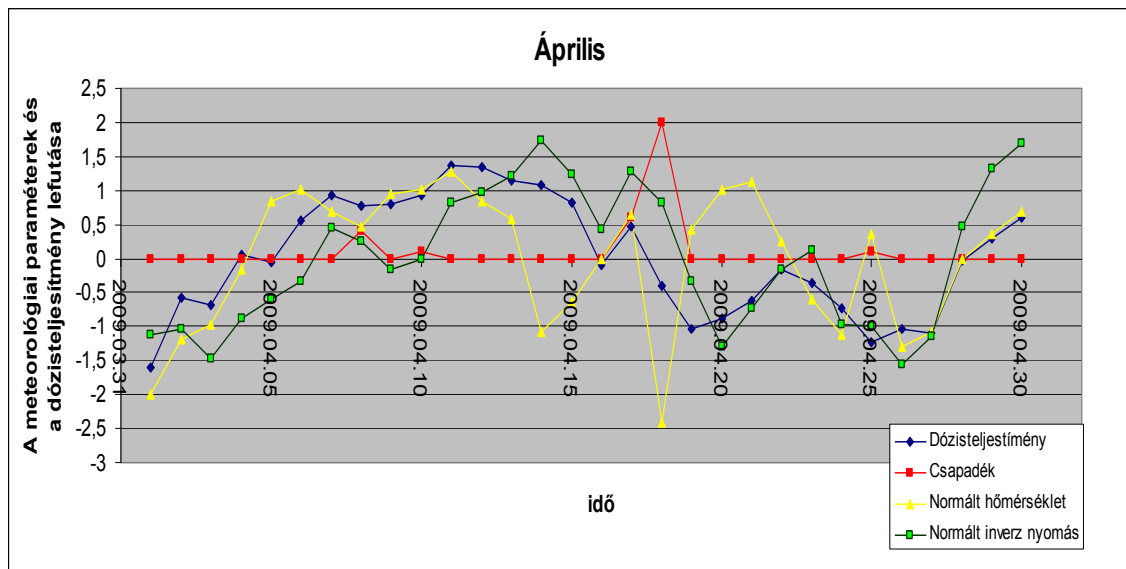
#### **4.2.4. A meteorológiai tényezők hatása; az átlaghőmérséklet- és légnyomás hatása**

A csapadékeseményekkel nem jellemezhető szakaszokat szemügyre véve feltűnhet az is, hogy a mért radioaktivitás nagysága a hullott csapadék hiányában is ingadozik. Ennek okát a kérdéses napok meteorológiai adatainak átvizsgálása után a már említett a meteorológiai paraméterek a napi átlagos légnyomás- és hőmérsékletértékek változásokban kerestük. A dózisteljesítmény és a meteorológiai paraméterek (csapadék, átlag hőmérséklet, átlagos légnyomás) kapcsolatát olyan ábrákon vizsgáltuk meg, melyek egyszerre jeleníti meg a dózisteljesítmény, a csapadék, az átlaghőmérséklet és az átlagos napi légnyomás értékek idősorait. Ahhoz azonban hogy ezeket a paramétereket egy grafikonon, egymás mellett tudjuk ábrázolni az abszolút értékben sokkal nagyobb, illetve havonta (szezonálisan) átlagukat tekintve változó értékkel jellemezhető mennyiségeket, mint a hőmérséklet és a légnyomás normálni kellett. Az adatok normálása a következő összefüggés szerint történt:

$$X_{i,\text{norm}} = \frac{X_i - X_{\text{átl}}}{\sigma}, \quad (29)$$

ahol  $X_{i,norm}$  a kérdéses paraméter normált értéke,  $X_i$  a normálás előtti érték,  $X_{\text{átl}}$  a normálatlan adatok átlaga az adott hónapra,  $\sigma$  pedig a normálatlan adatok szórása. Ez a normálás tehát lehetővé teszi az egyes adatok együttes követését, eredményeképpen a normált adatok átlaga a kerekítési hibán belül 0, szórása 1 lesz. A kapott ábrák segítségével a továbbiakban megkíséreljük bemutatni a fenti meteorológiai tényezők lehetséges szerepét.

Elsőként talán érdemes megvizsgálni az átlagos légnyomás változásának hatását a felszínközeli mérhető dózisteljesítményre nézve. Erre jó példa a január 12-e, ahol a háttérhez képest 2,29 nSv/h-s csökkenést tapasztaltunk. Minthogy a háttérhez tartozó szórás érték durván 1 nSv/h körül van, és ez több mint ennek kétszerese, ezt a változást már nem magyarázhatjuk, a háttér statisztikus ingadozásával. A hónapnak ezen a napján csapadékeseményt nem tapasztaltak, de ekkor mérték a legnagyobb légnyomást 1040,7 hPa-t. Bár kisebb mértékű a változás, da hasonlóan a légnyomás növekedésével hozható összefüggésbe a február 19-21 közötti átlagosan -1,21 nSv/h-s dózisteljesítmény csökkenés is, az akkori 1026,3 hPa -1024,2 hPa között változó légnyomásértékek ismeretében. Az augusztus 19 és 21 közötti „völgyhöz” is hasonlóan magas, 1020,8-1024,7 hPa-s adatok tartoznak. A magas légnyomás mellett tehát úgy tűnik a mért dózisteljesítmény-értékek alacsonyabbak, ebből arra gyanakodhatunk, hogy a légnyomás változásával valamilyen fordított függést mutathat az általunk detektált gamma-dózisteljesítmény. Várakozásainknak megfelelően a légnyomás csökkenése úgy tűnik a mért radioaktív dózis növekedését vonja maga után. Erre példa a március 6-a és 8-a közötti időszak, ahol az 1000hPa alatti légnyomás értékek mellett (988,7 hPa; 994,6 hPa; 1002,7 hPa) a 6-ai csapadékesemény után is relatíve magas marad (+2,55 nSv/h) a dózisteljesítmény. Kevésbé szignifikáns, de hasonló jelenség figyelhető meg január 25 és 27 között. A csupán 996,6 hPa és 1002,8 hPa közötti légnyomás melletti +0,94 nSv/h-s dózisteljesítménybeli növekedést tapasztalunk. Az április 11-15 közti 1 nSv/h-nál magasabb dózisteljesítmény többletek is alacsony légnyomáshoz köthetők. Itt érdekesség, hogy a dózisteljesítmény a hónap további részében is hasonló lefutást mutat az inverz légnyomással, mely a csapadékesemények hiányában erre az időszakra meghatározónak tűnhet.

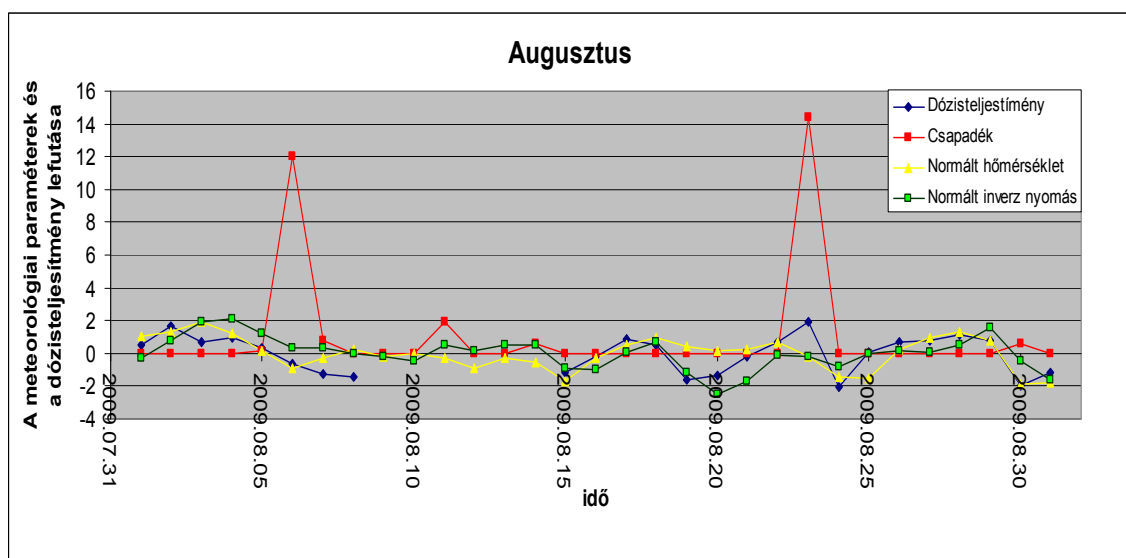


26. ábra: A meteorológiai paraméterek hatása a dózisteljesítményre 2009 áprilisában

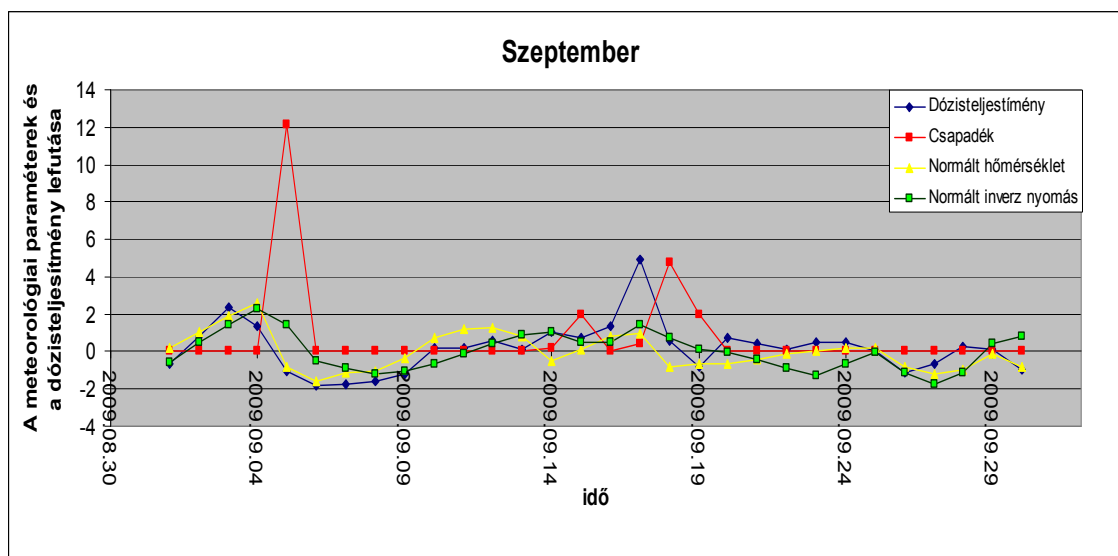
A légnyomás változás ilyen jellegű hatásának magyarázatát a légtömegek mozgásában érdemes keresni. A magas légnyomás az adott területről a légtömegek eltávozását idézheti elő, míg az alacsony légnyomás maga felé vonzza, beszívja a légtömegeket. Kontinentális területen (jelen vizsgálat is ilyen területre esik) ez előidézheti a környező területekről a Rn és leányeleminek az adott területre történő áramlását, illetve azok elszállítódását, ami magyarázhatná a dózisteljesítmény ilyen jellegű változását. Ugyanakkor nem egyértelmű az ezzel járó vertikális áramlások kérdése. Az alacsony nyomás feláramláshoz köthető, míg a magas légnyomás többnyire lefelé hozza a légtömegeket. Ez esetben magas nyomás esetén a légkörből feltehetőleg aktív izotópokban szegényebb légtömegeknek kellene érkezni, alacsony légnyomás esetén, pedig a talaj közeli magasabb aktivitású részek felfelé történő távozása valósulna meg. Előbbi nem kerül ellentmondásba az eddigiekkel, míg az utóbbi, csapadékesemény hiányában, az aktív izotópok talaj közeléből való eltávozásával járna, ami az eddigiekkel nincs összhangban. Feltételezhetjük ugyan, hogy a radionuklidok adott területre való szállítódása ilyenkor meghatározóbb, de ennek ellenére az alacsony légnyomás esete tehát egyelőre hagy maga után még egy kérdőjelet.

A grafikonok alapján úgy tűnik a nyomás mellett az átlagostól eltérő hőmérséklet is hathat az általunk mért dózisteljesítményre. A magas (illetve az évszakhoz képest kiemelkedő) hőmérsékleti értékekkel jellemezhető napokon ugyanis növekedett gamma-aktivitást tapasztalhatunk, míg az hónapot jellemző átlaghőmérsékletnél jóval

alacsonyabb napi átlaghőmérsékletek a dózisteljesítmény csökkenését eredményezhetik. Az, hogy a dózisteljesítményre csapadékesemények hiányában a hőmérséklet is hatással lehet a 26-os ábrán is megfigyelhetjük. Április elején a kék dózisteljesítmény görbe meglehetősen jól követi a sárga hőmérsékleti profilt, igaz itt még az inverz légnyomás is hasonló lefutású. Ugyanakkor április 9-11 között a megnövekedő légnyomás mellett továbbra is fennmaradó relatíve magas hőmérséklet mellett a dózisteljesítmény is magas marad, amit a légnyomásváltozással nem, de a hőmérséklettel kapcsolatba tudunk hozni. A fentiekhez hasonlóan magyarázhatónak tűnik a hőmérséklet változásával az október 8-i nap  $+1,61$  nSv/h-s csúcsa is. ( $19,4$  °C-os napi középhőmérséklettel a hónap harmadik legmelegebb napja volt.) A hőmérséklet és a dózisteljesítmény hasonló lefutására ugyanakkor nem csak április eleje hozható példaként. Hasonlót látunk május elején is (május 1-15-ig) valamint szinte egész júliusban, augusztus végén, és szeptember első felében. A május 18-án és 19-én megjelenő  $+1,16$  nSv/h illetve  $+0,88$  nSv/h dózisteljesítményt is a hőmérséklet rovására írhatjuk, ami a kb.  $23$  °C-os napi középhőmérséklettel jellemezhető, a hónap többi napjához képesti meleghez kötődik. Találunk példákat az ellenkező aspektusra is, vagyis nevezetesen arra, hogy az alacsonyabb hőmérséklet a dózisteljesítmény csökkenését idézheti elő. Ilyen például a március 25-e. Ekkor hirtelen csökkenés figyelhető meg a dózisteljesítmény-értékben, amit az inverz légnyomás kismértékű csökkenése mellett a hőmérséklet hirtelen, nagymértékű  $5,1$ °C-os csökkenése idézhetett elő. Hasonló példákat találunk



27. ábra: A meteorológiai paraméterek hatása a dózisteljesítményre 2009 augusztusában



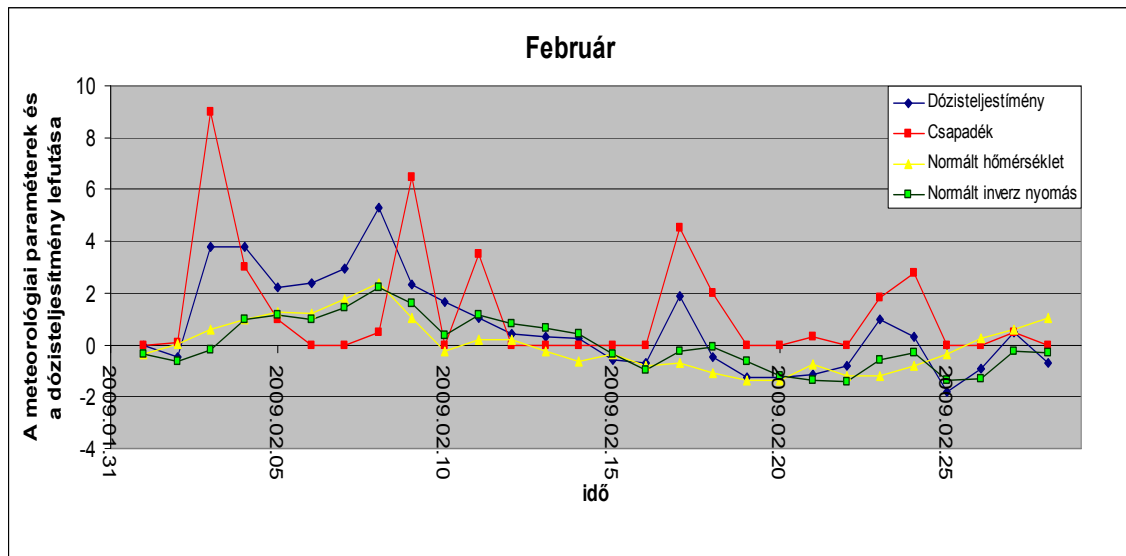
28. ábra: A meteorológiai paraméterek hatása a dózisteljesítményre 2009 szeptemberében

augusztusban és szeptemberben. Augusztus 25, 30, 31-edikén és szeptember utolsó napjaiban is az alacsony átlaghőmérséklet tűnik meghatározónak a dózisteljesítmény kialakításánál.

Úgy tűnik tehát, hogy a meleg hatására, vagy a melegedéssel párhuzamosan a mért gamma-dózisteljesítmény is megnövekedik, lehűlés mellett pedig pontosan ennek ellenkezőjét tapasztaljuk. Ugyanakkor ennek okának megválaszolása egyelőre további kutatásokat, megfontolásokat igényel.

Az egyes tényezők külön-külön hatását már láttuk, de van néhány eset, ahol az egyes tényezők önmagukban nem magyarázzák meg, amit látunk. Ilyenkor joggal feltételezhetjük, hogy ez a tényezők együttes hatásának eredménye. Az alacsony légnyomás és a magas hőmérséklet egy időben történő megvalósulása például egészen számottevő hatást vált ki. A február 6-7-i napokban a napi középhőmérséklet 4,9 °C-ról 6,5 °C-ra emelkedett (7-ike volt a hónap második legmelegebb napja), ezzel párhuzamosan a légnyomás 1001,1 hPa-ra süllyedt +2,95 nSv/h aktivitás többletet okozva csapadékhullás nélkül. A február 8-ra megérkezett csupán 0,5 mm-nyi eső a hónap legalacsonyabb 992,9 hPa-s légnyomás továbbá legmagasabb 8,3 °C-os napi középhőmérséklet értéke mellett, pedig +5,29 nSv/h-s csúccsal mutatkozik meg. Itt természetesen arra is gondolhatunk, hogy a melegedés révén a téli fagyott talaj felengedésével, illetve a kevés téli hótakaró olvadása nyomán megnövekedett Rn-exhaláció okozhatja ezt a változást (ez természetesen összhangban van az ismertett

elmélettel). Február hó elején az adatok alapján volt fagy, és egy kb. 1 cm-es hóréteg is kialakult, de ez önmagában még nem magyarázná a jelenséget, ugyanakkor egy ekkor esedékes esetleges légköri inverziós jelenség, már rögtön magyarázná a fentieket.



29. ábra: A meteorológiai paraméterek hatása a dózisteljesítményre 2009 februárjában

A három tényező együttes hatását vélhetjük felfedezni például október 23-án, amikor a relatíve kis csapadékhoz viszonylag nagy dózisteljesítmény járul a másik két tényező enyhe támogatása nyomán. Természetesen a hatások nem mindig erősítik egymást. Előfordul, hogy a folyamatok egymással ellentétes hatásaként a vártnál kisebb dózisteljesítmény növekményt tapasztalunk a napi átlagok tekintetében. Ilyen napok például április 18., augusztus 6., szeptember 5., ahol az alacsony légnyomás és jelentősebb csapadék ellenére a rendkívül alacsony átlaghőmérséklet miatt a dózisteljesítmény az átlagos szint alatt marad.

### 4.3. Összegezés

A 2009-es évre vonatkozó adatainkat feldolgozva, megfigyeléseinket összegezve elmondhatjuk, hogy a radioaktív nuklidok csapadékkal történő nedves kiülepedése számottevő mértékben befolyásolhatja a felszínközeli radioaktivitást. A felszínközeli gamma-dózisteljesítmény kialakulása ugyanakkor nem egyetlen tényező függvénye, hanem egy multikauzális jelenség. Nem hagyhatók figyelmen kívül a csapadék mellett a környezet egyéb meteorológiai jellemzői sem, úgymint a hőmérséklet és a légnyomás változása, és a hozzájuk kapcsolódó jelenségek, mint a légköri inverzió, és a hóolvadás

és a széláramlatok. Az általunk megismert elméleti modellt nagy vonalakban megvizsgálva az adott közelítésben helytállónak találtuk.

A fentiek alapján az általunk vizsgált dózisteljesítmény növekedését elsősorban olyan tényezők segítik elő, mint a magas hőmérséklet, az alacsony légnyomás, a kis intenzitású csapadékok, a légköri inverzió, valamint a tavaszi hóolvadás. Ezen tényezők segítségével nagyjából megmagyarázhatók a bemutatásra került gamma-dózisteljesítmény háttértől való eltéréseinek napi átlagát és a napi csapadékösszegeket megjelenítő görbék dózisteljesítmény csúcsai. Meg kell jegyezni ugyanakkor, hogy a fenti paraméterek se írják le mindent tökéletesen. A megmaradt eltérések adódhatnak további nem feltárt tényezők hatásából is, de a legvalószínűbb okuk az lehet, hogy a csapadékesemények pontos időbeli lefutása nem ismert valamint, hogy a csapadék és a dózisteljesítmény mérése nem pontosan egy helyen történt, így az egyes csapadék események és gamma-csúcsok időben elcsúszhattak egymástól.

## **A paksi kutatási projekt és a mérési terv**

### **5. A csapadékvízben és a paksi erőművi szennyvízben mért aktivitásnövekedés kapcsolatának vizsgálata**

#### **5.1. A problémafelvetés**

A paksi atomerőmű szennyvízknájában aktivitásnövekedést tapasztaltak a csapadékeseményekkel egyidejűleg. Felvetődött a kérdés, hogy ezen aktivitás csúcsokat okozhatják-e a csapadékvízbeli radon leányelemek bomlásai. Eddigi információink szerint a csapadékesemények idején a szennyvízhálózatban a vízhozam megnövekedik, amit az elméletileg szeparált esővíz hálózathoz átjutó radioaktív esővíz okozhat. A kérdés tehát az, hogy a hullott csapadék aktivitása megfeleltethető-e a hálózatban tapasztalt növekedési értékeknek illetve, hogy a két vízhálózat tényleges kapcsolatban áll-e egymással.

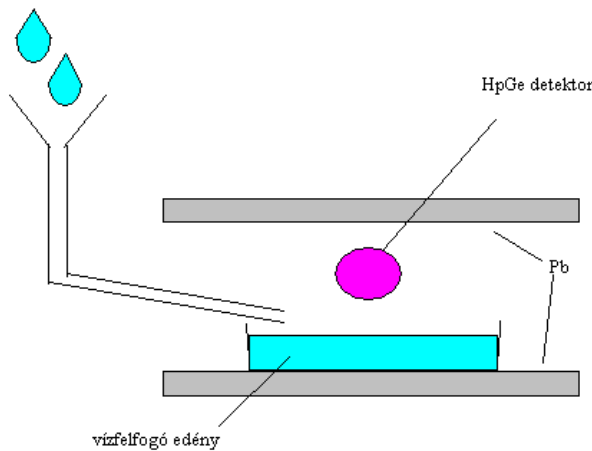
#### **5.2. Mérési elképzelés**

Célszerű lenne összehasonlítani a csapadékból származó aktivitáskoncentráció értéket, a szennyvízcsatornában mért vízhozam növekedésből és a mért aktivitásából származtatott értékkel. Ehhez szükséges a szennyvízcsatorna vízhozamának időbeli változásának, valamint a benne mérhető aktivitás és/vagy aktivitáskoncentráció értékek időbeli lefutásának ismerete, valamint a hullott csapadék aktivitáskoncentrációjának meghatározása. Továbbá a szükségesek lehetnek csapadékintenzitások értékei (pl.: mm csapadék, vagy mm/óra) és ha van rá lehetőség az esővíz csatornához tartozó vízgyűjtő felület ismerete. Mérendők a csapadék aktivitások, valamint a csapadék események kezdetének és végének időpontjai. A csapadékbeli aktivitáskoncentráció meghatározását egy nagy felbontású germánium detektor segítségével végeznénk.

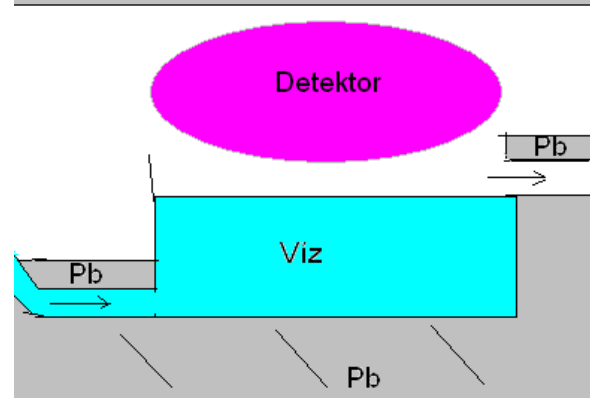
#### **5.3. Mérési elrendezés**

A csapadékvizet összegyűjtve egy árnyékolt, detektortérbeli, ismert térfogatú edénybe vezetnénk, amely fölött a detektor folyamatosan mérné időben a radon leányelemek aktivitását. A vizet alulról vezetnénk az edénybe, hogy a víz keveredésével

az esetleges aktivitásbeli változások megjelenhessenek. Az edény túlfelül a víz felül távozhat, és ezáltal fix mérőtér fogatot hozhatnánk létre. Feltételezve, hogy a csapadék-



30. ábra A víz bevezetése a detektorhoz



31. ábra A víz átfolyása az edényen

víz aktivitása állandó, az edény feltöltődésével az aktivitás koncentráció elérne egy állandóértéket (platót) amely megfelelne a csapadék átlagos aktivitáskonzentrációjának. A csapadékesemény, vagyis a vízutánpótlás megszűntével az aktivitás elméletileg a leányelemek bomlásával lecseng, így ideális esetben egy feltöltődő, majd lecsengő jelet adó görbét kapunk. Az ettől való eltérések, utalhatnak a csapadékbeli aktivitás időbeli változására.

#### 5.4. Ötletek, és kísérleti felvetések

- A csapadékvíz szennyvízhálózatba való bejutásának vizsgálatára lehetne festést vagy jelölő anyag alkalmazásával kísérletet végezni.
- A csatornák közötti esetleges kommunikáció felderítésére, az esővízcsatorna elején és végén mért vízhozam különbség, és a szennyvízcsatornában megnövekedő vízhozam is adhatna felvilágosítást, ha van ilyen effektus.
- További vizsgálat tárgya lehetne, amennyiben a radon leányelemek szerepe bizonyosságot nyer, azok légrétegekből való kimosódásának, illetve a csapadékképződés során az esőbe kerülésének vizsgálata, egyfajta eredetvizsgálatként.

## Felhasznált irodalom

- [<sup>1</sup>] Paatero, J.- Hatakka, J. (1999): Wet deposition efficiency of short-lived radon-222 progeny in central Finland - *Boreal Env. Res.* 4: 285-293. ISSN 1239-6095
- [<sup>2</sup>] Minato, S. (2007): A Simple Rainout Model for Radon Daughters - *Journal of Nuclear and Radiochemical Science*, Vol. 8, No. 1, pp. N1-N3
- [<sup>3</sup>] J. S. Marshall és W. McK. Palmer (1948): *J. Meteor.* 5, 165.
- [<sup>4</sup>] S. Minato (1983): *J. Radioanal. Chem.* 78, 199
- [<sup>5</sup>] G. T. Piliposian, P. G. Appleby (2003): *Continuum Mech. Thermodyn.* 15, 503.
- [<sup>6</sup>] <http://www.ogimet.com/gsynres.phtml.en> internetes meteorológiai adatbázis
- [<sup>7</sup>] OMSZ, Lágymányosi klímaállomás adatai (2009) – Bp., ELTE-Lágymányos

## A munkát segítették:

*Adora Nikoletta*, egyetemi hallgató – ELTE-TTK Környezettudomány szak, V. évf.

*Buszlai Péter*, egyetemi hallgató – ELTE-TTK Környezettudomány szak, V. évf.