

Slovenská nukleárna spoločnosť



Prírodné zdroje ionizujúceho žiarenia

Doc. RNDr. Karol Holý, CSc.

Priemyselné zdroje žiarenia

Prof. Ing. Juraj Tölgyessy, DrSc.

SNUS, 2009

2. PRÍRODNÉ ZDROJE IONIZUJÚCEHO ŽIARENIA

Doc.RNDr. Karol Holý, CSc.

Prírodná rádioaktivita je neoddeliteľnou súčasťou životného prostredia. Ľudstvo počas svojho vývoja bolo trvalo vystavené pôsobeniu prírodného rádioaktívneho žiarenia. Vo všetkých zložitých látkach dochádza vplyvom žiarenia k špecifickým zmenám, ktoré by bez účinkov žiarenia neprebíhali, ale aj rad biochemických reakcií v organizme človeka by bez žiarenia prebiehal inak. Štúdium vzťahu rádioaktivity a človeka je preto problém zásadného významu. Aj v súčasnosti má však prírodné rádioaktívne žiarenie a hlavne rádioaktívny radón rozhodujúci podiel na celkovom ožiarení ľudí. Poznatky o prírodnej rádioaktivite zložiek životného prostredia a ich účinkoch na človeka nie sú stále úplné, hoci tieto sa viažu už na obdobie viac ako 100 rokov.

V tejto kapitole je zhrnutý hlavne stav poznatkov o prírodných rádionuklidoch v pôdach a vo vodách vo svete a na území SR.

2.1 ZDROJE PRÍRODNEJ RÁDIOAKTIVITY

Prírodná rádioaktivita pochádza z extraterestriálnych (mimozemských) zdrojov a od rádioaktívnych prvkov rozptýlených v zemskej kôre. V prírode bolo nájdených okolo 340 rôznych nuklidov, z ktorých približne 70 je rádioaktívnych [1]. Nachádzajú sa hlavne medzi ťažkými prvkami. Všetky prvky, ktoré majú protónové číslo väčšie ako 80 tvoria rádioaktívne izotopy a všetky izotopy prvkov s protónovým číslom vyšším ako 83 sú rádioaktívne.

Prírodné rádionuklidy, ktoré sa nachádzajú v našom životnom prostredí môžeme podľa pôvodu rozdeliť do troch skupín:

- **kozmogénne** rádionuklidy, ktoré vznikajú kontinuálne jadrovými reakciami pri interakcii kozmického žiarenia so stabilnými jadrami hlavne v atmosfére,
- **primordiálne** (pôvodné) rádionuklidy, ktoré vznikli približne pred 4,5 miliardami rokov pri začiatkovej syntéze prvkov, z ktorých sú zložené planéty slnečnej sústavy. Do dnešných dní sa z nich zachovali len tie, ktoré majú dostatočne dlhú dobu polpremeny. Rádioizotopy s dobou polpremeny kratšou ako 10^8 rokov sa už premenili alebo sú prakticky nedetekovateľné.
- **sekundárne** rádionuklidy vznikajúce z primordiálnych rádionuklidov, ktoré tvoria premenové rady.

Posledné dve skupiny prírodných rádionuklidov pochádzajú priamo z našej planéty Zeme a preto sa označujú tiež ako **terestriálne**.

Dodnes bolo v prírode objavených 20 primordiálnych rádionuklidov. Sedemnást' z nich je takých, ktoré nie sú členmi žiadnych premenových radov. Základné údaje o ich výskyte v zemskej kôre sú uvedené v tabuľke č.1.

Rádionuklid	Doba polpremeny (r)	Dominantné žiarenie	Typické koncentrácie v zemskej kôre (Bq·kg ⁻¹)
⁴⁰ K	1,26·10 ⁹	β, γ	630
⁵⁰ V	6·10 ¹⁵	γ	2·10 ⁻⁵
⁸⁷ Rb	4,8·10 ¹⁰	β	70
¹¹³ Cd	>1,3·10 ¹⁵	neuvádzané	<2·10 ⁻⁶
¹¹⁵ In	6·10 ¹⁴	β	2·10 ⁻⁵
¹²³ Te	1,2·10 ¹³	X	2·10 ⁻⁷
¹³⁸ La	1,12·10 ¹¹	β, γ	2·10 ⁻⁴
¹⁴² Ce	>5·10 ¹⁶	neuvádzané	<1·10 ⁻⁵
¹⁴⁴ Nd	2,4·10 ¹⁵	α	3·10 ⁻⁴
¹⁴⁷ Sm	1,05·10 ¹¹	α	0,7
¹⁵² Gd	1,1·10 ¹⁴	α	7·10 ⁻⁶
¹⁷⁴ Hf	2,0·10 ¹⁵	α	2·10 ⁻⁷
¹⁷⁶ Lu	2,2·10 ¹⁰	γ	0,04
¹⁸⁷ Re	4,3·10 ¹⁰	β	1·10 ⁻⁴
¹⁹⁰ Pt	6,9·10 ¹¹	α	7·10 ⁻⁸
¹⁹² Pt	1·10 ¹⁵	α	3·10 ⁻⁶
²⁰⁹ Bi	>2·10 ¹⁸	α	<4·10 ⁻⁹

Tabuľka 1. Primordiálne rádionuklidy, ktoré nie sú členmi premenových radov [1].

Len dva z týchto rádionuklidov ⁴⁰K a ⁸⁷Rb sú významné vzhľadom na ich hmotnostnú aktivitu a radiačnú záťaž obyvateľstva.

Tri primordiálne rádionuklidy sú začiatočnými členmi premenových radov: ²³⁸U – uránového premenového radu, ²³²Th – tórového premenového radu a ²³⁵U – aktíniového premenového radu (Tabuľky č. 2-4). Stredná koncentrácia tória a uránu v zemskej kôre je uvedená v tabuľke č.5. Premenové rady ²³²Th, ²³⁵U a ²³⁸U majú spolu viac ako 40 dcérskych rádionuklidov a ich alfa, beta a gama aktivita spolu s ⁴⁰K tvorí najvýznamnejšiu zložku rádioaktivity prírodného prostredia a hlavný zdroj externej expozície obyvateľstva. Stredné hodnoty koncentrácií ²³⁸U, ²³²Th a ⁴⁰K v typických horninách a v pôdach sú uvedené v tabuľke č.5. Pomer $\frac{{}^{235}\text{U}}{{}^{238}\text{U}} = \frac{1}{138}$ (v jednotkách počtu atómov) - je považovaný v prírode za stály, t.j. obsah ²³⁸U tvorí 99,28 % U_{nat} a obsah ²³⁵U tvorí 0,72 % U_{nat}. Zmeny v pomere ²³⁵U/²³⁸U môžu v prírode spôsobiť len jadrové procesy.

Materiál	⁴⁰ K		²³² Th		²³⁸ U	
	% celkového K	Bq·kg ⁻¹	ppm	Bq·kg ⁻¹	ppm	Bq·kg ⁻¹
Vyvreté horniny						
Basalt	0,8	300	3-4	10-15	0,5-1	7-10
Granit	> 4	> 1000	17	70	3	40
Usadené horniny						
Bridlica	2,7	800	12	50	3,7	40
Morský piesok	< 1	< 300	6	25	3	40
Karbonátové horniny	0,3	70	2	8	2	25
Všetky horniny	0,3-4,5	70-1500	1,6-20	7-80	0,5-4,7	7-60
Zemská kôra (priemer)	2,8	850	10,7	44	2,8	36
Pôda (priemer)	1,5	400	9	37	1,8	22

Tabuľka 5. Priemerné koncentrácie ⁴⁰K, ²³²Th, ²³⁸U v horninách a pôdach [1].

V prírode sa ²³⁵U, ²³⁸U a ²³²Th premieňa tiež štiepením spontánne ale aj vplyvom interakcií s neutrónmi kozmického žiarenia a ďalších prírodných zdrojov. Doba polpremeny ²³⁵U vzhľadom na spontánne štiepenie je medzi 10¹⁵ – 10¹⁶ rokov. Ďalšie ťažké jadrá sa spontánne štiepia s dobou polpremeny v rozsahu od 10¹⁴ do 10²⁰ rokov [1]. Tento proces vedie len k stopovej koncentrácii štiepných produktov v litosfére a v oceánoch.

Mnoho transuránových prvkov, ako plutónium, neptúnium a amerícium, ktoré sú dnes produkované umelo, museli existovať v prírode v istom období po nukleosyntéze, ale vzhľadom na ich krátku dobu polpremeny sa už dávno premenili. Avšak niektoré transuránové prvky sú produkované vplyvom neutrónov pochádzajúcich z kozmického žiarenia a zo spontánneho a indukovaného štiepenia jadier uránu v prírode.

Z „krátkožijúcich“ transuránových nuklidov boli v prírode zatiaľ zistené v stopových množstvách len ²³⁷Np (1,8·10⁻¹² v pomere k ²³⁸U), ²³⁹Pu (v pomere 10⁻¹¹ – 10⁻¹³ k jadrám ²³⁸U) a ²⁴⁴Pu (v koncentrácii 1·10⁻¹⁸ g na jeden gram bastnäsite) [2].

Rádionuklid	Doba polpremeny	Dominantné žiarenie	Terčové jadrá	Typické koncentrácie (Bq·kg ⁻¹)		
				Vzduch	Zrážky	Voda oceánov
¹⁰ Be	1 600 000 r	β	N, O			2·10 ⁻⁸
²⁶ Al	720 000 r	β ⁺	Ar			2·10 ⁻¹⁰
³⁶ Cl	300 000 r	β	Ar			1·10 ⁻⁵
⁸⁰ Kr	213 000 r	K-X	Kr			
¹⁴ C	5730 r	β	N, O			5·10 ⁻³
³² Si	~ 650 r	β	Ar			4·10 ⁻⁷
³⁹ Ar	269 r	β	Ar			6·10 ⁻⁸
³ H	12,33 r	β	N, O	1,2·10 ⁻³		7·10 ⁻⁴
²² Na	2,60 r	β ⁺	Ar	1·10 ⁻⁶	2,8·10 ⁻⁴	
³⁶ S	87,4 d	β	Ar	1,3·10 ⁻⁴	7,7-107·10 ⁻³	
⁷ Be	53,3 d	γ	N,O	0,01	0,66	
³⁷ Ar	35,0 d	K-X	Ar	3,5·10 ⁻⁵		

^{33}P	25,3 d	β	Ar	$1,3 \cdot 10^{-3}$		
^{32}P	14,28 d	β	Ar	$2,3 \cdot 10^{-4}$		
^{38}Mg	21,0 h	β	Ar			
^{24}Na	15,0 h	β	Ar		$3,0-5,9 \cdot 10^{-3}$	
^{38}S	2,83 h	β	Ar		$6,6-21,8 \cdot 10^{-2}$	
^{31}Si	2,62 h	β	Ar			
^{18}F	109,8 min	β^+	Ar			
^{39}Cl	56,2 min	β	Ar		$1,7-8,3 \cdot 10^{-1}$	
^{38}Cl	37,29 min	β	Ar		$1,5-25 \cdot 10^{-1}$	
$^{34\text{m}}\text{Cl}$	31,99 min	β^+	Ar			
Tabuľka 6. Rádionuklidy produkované v atmosfére kozmickým žiarením [1].						

Z 22 identifikovaných **kozogénnych rádionuklidov** (tab. č.6) sú významné len ^{14}C , ^3H a ^7Be . Vo všeobecnosti sa kozogénne rádionuklidy, po svojom vytvorení v stratosfére, zúčastňujú pohybu vzdušných mäs, až kým sa nedostanú do nižších vrstiev atmosféry, skadiaľ sú vymývané, resp. inak transportované na zemský povrch, do litosféry, do povrchových a do podzemných vôd. Kozogénne rádionuklidy neprispievajú významne k eksternej expozícii obyvateľstva.

2.2 TERESTRIÁLNE RÁDIONUKLIDY V ZLOŽKÁCH PRÍRODNÉHO PROSTREDIA

V tejto časti je podaný prehľad koncentrácií významných terestriálnych rádionuklidov v jednotlivých zložkách prírodného prostredia. Ukázané sú tiež súvislosti ich výskytu a relatívna významnosť z hľadiska ožiarenia človeka.

Urán je zastúpený v prírode tromi významnými izotopmi (relatívne hmotnostné zastúpenie a doby polpremeny sú uvedené v zátvorke [1]: ^{238}U (99,28 %, $T_{1/2} = 4,47 \cdot 10^9$ r), ^{235}U (0,72 %, $T_{1/2} = 7,038 \cdot 10^8$ r), ^{234}U (0,0058 %, $T_{1/2} = 244\,500$ r), pričom izotopy ^{238}U a ^{234}U sú v prírode obvykle v rádioaktívnej rovnováhe. Hmotnostný obsah uránu v zemskej kôre je v rozsahu 2-3 ppm. Hmotnostný obsah 1 ppm uránu odpovedá hmotnostnej aktivite izotopu ^{238}U $12,2 \text{ Bq} \cdot \text{kg}^{-1}$ [3].

Tórium (^{232}Th) sa vyskytuje v zemskej kôre v rozsahu 8-12 ppm, pričom 1 ppm Th odpovedá hmotnostnej aktivite ^{232}Th $4,06 \text{ Bq} \cdot \text{kg}^{-1}$ [9]. Doba polpremeny ^{232}Th je $1,4 \cdot 10^{10}$ r.

Rádium sa objavuje v prírode ako izotop ^{226}Ra ($T_{1/2} = 1600$ r) v premenovom rade ^{238}U a tiež ako izotop ^{228}Ra ($T_{1/2} = 5,75$ r) v premenovom rade ^{232}Th . Obidva izotopy sa vyskytujú v horninách spravidla v podobných hmotnostných aktivitách ako ^{238}U a ^{232}Th . Rádium je chemicky podobné vápniku a podobným mechanizmom vstupuje napr. tiež do potravinových reťazcov.

Zemská kôra ďalej obsahuje 2,5 % **draslíka**, ktorý je zmesou niekoľkých izotopov. Podiel rádioaktívneho ^{40}K ($T_{1/2} = 1,3 \cdot 10^9$ r) je v zmesi izotopov draslíka rovný 0,0118 %. Hmotnostný obsah 1 % draslíka odpovedá hmotnostnej aktivite izotopu ^{40}K $313 \text{ Bq} \cdot \text{kg}^{-1}$ [9].

Doby polpremeny ^{238}U , ^{232}Th a ^{40}K sú porovnateľné s vekom Zeme, t.j. $4,5 \cdot 10^9$ r.

2.2.1 Obsah prírodných rádionuklidov v horninách a pôdach

Primárnym zdrojom prírodných rádionuklidov sú horniny. Urán sa v horninách nachádza v troch formách. Jednak tvorí samostatné minerály, jednak je izomorfne premiešaný v horninotvorných mineráloch a napokon sa vyskytuje v rozptýlenej forme [4].

Tórium je prvok s litofilným charakterom. Pri magmatickej diferenciácii sa koncentruje v neskorých štádiách a nahrádza v mineráloch prvky vzácnych zemín.

Draslík má takisto litofilný charakter. Spolu s kremíkom, sodíkom a vápnikom je hlavným horninotvorným prvkom. K jeho hromadeniu dochádza pri draselnej metasomatóze.

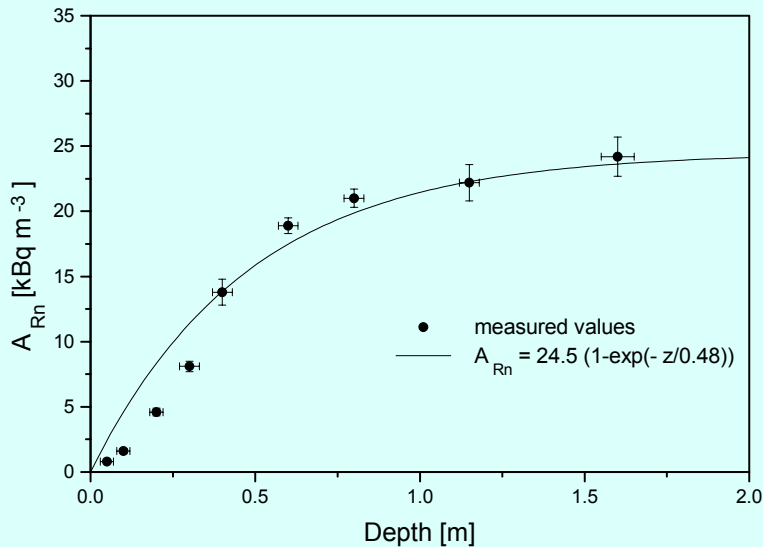
Hmotnostná aktivita významných rádionuklidov ^{226}Ra , ^{232}Th a ^{40}K v rôznych horninách sa líši až o niekoľko rádov (hmotnostné aktivity ^{226}Ra a jeho produktov premeny sú v horninách približne v rádioaktívnej rovnováhe s ^{238}U). Typické hodnoty hmotnostných aktivít ^{226}Ra (^{238}U) sú v rozmedzí 1 – 1000 $\text{Bq}\cdot\text{kg}^{-1}$, pričom v uránových ložiskách môžu byť väčšie ako desiatky tisíc $\text{Bq}\cdot\text{kg}^{-1}$, ale priemerné hodnoty sa pohybujú na úrovni desiatok $\text{Bq}\cdot\text{kg}^{-1}$. Vyšší obsah uránu býva vo vyvretých horninách (napr. žula), stredný v metamorfovaných horninách (napr. v pararulách) a najnižší v sedimentárnych horninách (pieskovce, ílovce).

Hmotnostná aktivita ^{232}Th v horninách je v rozsahu 1 – 100 $\text{Bq}\cdot\text{kg}^{-1}$. Extrémne hodnoty sú však až stovky $\text{kBq}\cdot\text{kg}^{-1}$, napr. v monazitových pieskoch. Priemerné hodnoty hmotnostných aktivít ^{232}Th v horninách sú na úrovni desiatok $\text{Bq}\cdot\text{kg}^{-1}$.

Obsah ^{40}K v horninách sa uvádza v rozsahu 70 – 1800 $\text{Bq}\cdot\text{kg}^{-1}$, pričom priemerné hodnoty sú na úrovni stoviek $\text{Bq}\cdot\text{kg}^{-1}$ [3].

Podobný obsah významných rádionuklidov ako v horninách nájdeme aj v pôdach. V súhrnnom prehľade UNSCEAR 1982 [5] sa uvádzajú nasledovné priemerné hodnoty hmotnostných aktivít a ich rozpätie (v zátvorkách): ^{40}K – 370 $\text{Bq}\cdot\text{kg}^{-1}$ (100 – 700 $\text{Bq}\cdot\text{kg}^{-1}$), ^{238}U – 25 $\text{Bq}\cdot\text{kg}^{-1}$ (10 – 50 $\text{Bq}\cdot\text{kg}^{-1}$), ^{232}Th – 25 $\text{Bq}\cdot\text{kg}^{-1}$ (7 – 50 $\text{Bq}\cdot\text{kg}^{-1}$). V pôdach je možné očakávať väčšie narušenie rovnováhy medzi jednotlivými členmi premenových radov ako v horninách. Prírodná rádioaktivita pôd závisí nielen od ich typu (napr. piesčité pôdy vykazujú omnoho nižšiu aktivitu ako černoziem) a obsahu rádioaktívnych prvkov v materskej hornine. Pre pôdy je tiež charakteristická závislosť ich rádioaktivity od genetických horizontov [6]. U väčšiny pôd je pozorovaný pokles rádioaktivity s hĺbkou. Zvýšená koncentrácia prírodných rádionuklidov v pripovrchovej vrstve pôdy súvisí v značnej miere s činnosťou rastlinného porastu, ktorý jednak vynáša rádioaktívne prvky zo spodných horizontov do najvrchnejšej vrstvy pôdy a jednak pohlcuje produkty premeny radónu a torónu zo vzduchu. Ukazuje sa, že pre vystihnutie pôvodu prírodnej rádioaktivity pôdy sa musia stanovovať nasledovné rádionuklidy: ^{238}U , ^{234}U , ^{230}Th , ^{226}Ra , ^{210}Po a samozrejme aj ^{40}K . Z hľadiska rozboru expozičných ciest je treba počítať s tým, že horniny a pôdy sú jednak zdrojom externého žiarenia gama, jednak z nich uvoľňované rádionuklidy migrujú do vody, ovzdušia a potravinových reťazcov.

Samostatným problémom je [rádioaktivita stavebných materiálov](#), ktoré sú často vyrábané z hornín alebo druhotných surovín.

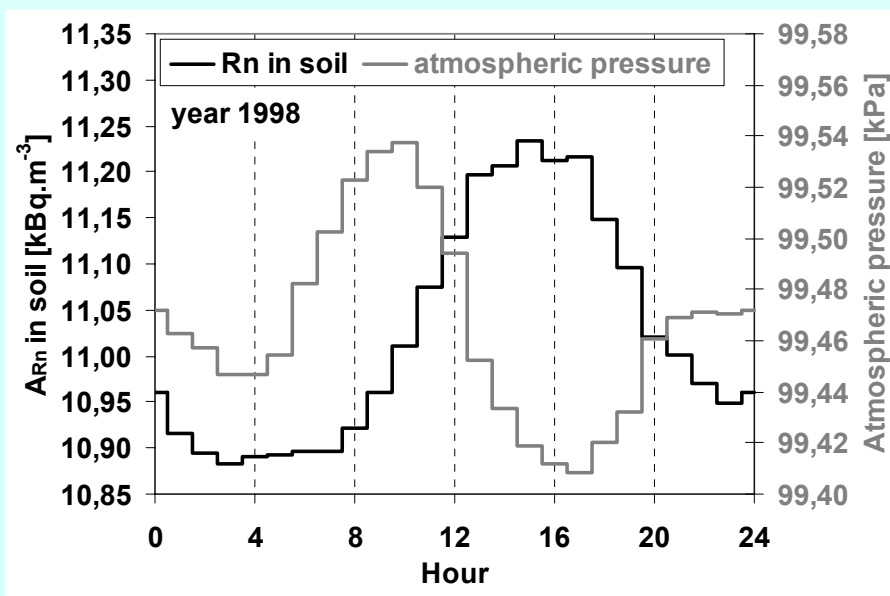


Obr.1 Hĺbkový profil objemovej aktivity radónu v pôdnom vzduchu [30].

Za samostatnú zmienku stojí výskyt radónu (^{222}Rn) v horninách a pôdach a to hlavne z dôvodu, že radón s jeho dcérskymi produktmi premeny spôsobuje približne polovicu radiačnej záťaže obyvateľstva. ^{222}Rn vzniká rádioaktívnou premenou ^{226}Ra , ktorý je členom premenového radu ^{238}U . V dôsledku spätného odrazu pri rádioaktívnej premene rádia sa radón uvoľňuje z pevnej fázy do systému pórov v hornine. Radón difunduje prostredím (difúzna dĺžka v pôdach je 0,1 – 1 m, v neporušených horninách rádovo menšia), časť sa premení, časť sa rozpustí vo vode, ktorá je obsiahnutá v póroch, časť unikne do atmosféry. V pôdnom vzduchu u povrchu pôdy je preto už objemová aktivita radónu malá, s hĺbkou však rastie tak, že v hĺbke niekoľkých metrov je dosiahnutá ustálená rovnovážna hodnota (obr.1). Objemová aktivita ^{222}Rn v pôdnom vzduchu závisí od hmotnostnej aktivity ^{226}Ra v pôde, resp. hornine, od emanačného koeficientu, porozity a vlhkosti prostredia.

Ďalším možným transportným mechanizmom radónu v horninovom prostredí je konvekcia. Konvekčné prúdenie radónu spôsobuje zmena fyzikálnych podmienok prostredia (teplotné a tlakové gradienty) a pohyb vôd. Uplatňuje sa hlavne v tektonicky porušených zónach a v zlomoch. V porovnaní s difúziou je dĺžka transportu radónu konvekciou asi o rád väčšia. Na veľké vzdialenosti môže byť radón transportovaný tektonickými poruchami.

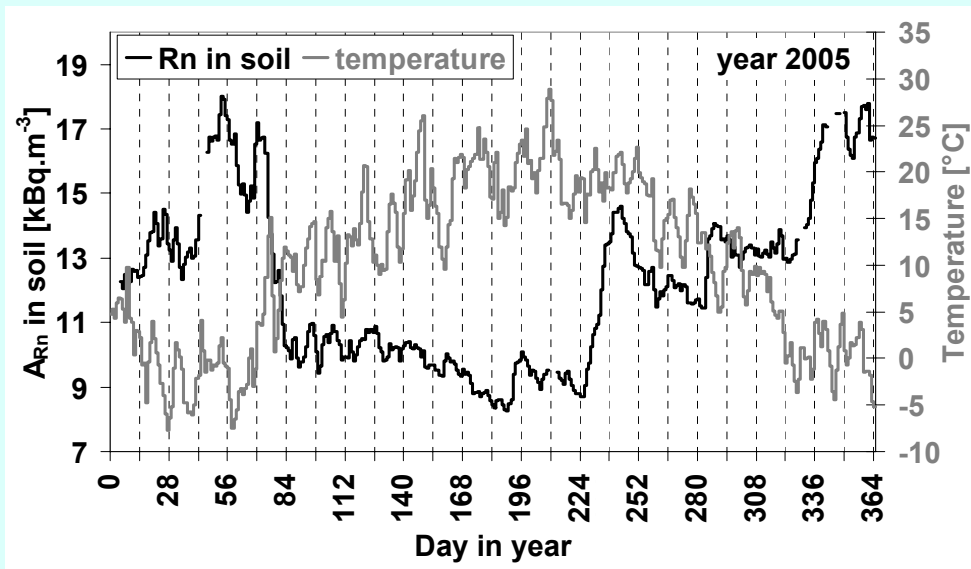
Bežné hodnoty objemových aktivít radónu v pôdnom vzduchu v hĺbke 0,8 m pod povrchom sú v rozsahu 1 – 100 kBq·m⁻³, pričom sú pozorované denné a sezónne variácie radónu [7]. Výrazné rozdiely v objemovej aktivite radónu boli zistené najmä medzi letom a zimou.



Obr. 2 Priemerné denné priebehy objemovej aktivity radónu v pôdnom vzduchu a priebehy atmosférického tlaku [46].

Denné variácie objemovej aktivity radónu v pôde sú zvyčajne spájané so zmenou atmosférického tlaku [31,32]. Zväčšenie atmosférického tlaku vedie k zníženiu objemovej aktivity radónu v priepovrchovej vrstve pôdného vzduchu a naopak. Tlak však vykazuje pravidelné výkyvy počas dňa len do 0,1 % od priemernej dennej hodnoty. Z tohto dôvodu sú zmeny objemovej aktivity radónu v pôdnom vzduchu tiež nízke (obr.2).

Charakter ročného priebehu objemovej aktivity ²²²Rn v pôdnom vzduchu závisí najmä od druhu pôdy, od zmien teploty vonkajšej atmosféry v priebehu roka, od veľkosti dažďových zrážok, resp. vlhkosti pôdy. Priemerné mesačné hodnoty objemovej aktivity radónu sa bežne menia v priebehu roka 2 – 5 krát [33,34] a boli zistené prípady, keď pomer maxima a minima v ročnom priebehu dosiahol hodnotu až okolo 30 [35]. Výsledky meraní publikované v niektorých prácach ukázali, že objemová aktivita radónu dosahuje minimálne hodnoty v letných mesiacoch, keď ventilácia povrchu pôdy je dobrá a jej vlhkosť je nízka [33,34]. V jesenných a zimných mesiacoch, keď v dôsledku nízkej evapotranspirácie a zrážok je pôda mokrá, alebo keď je jej povrch zamrznutý, tak ventilácia povrchu pôdy je nízka a objemová aktivita radónu dosahuje maximálne hodnoty (obr. 3) [36]. Podľa V.I. Rudakova [37] ďalšou z príčin sezónnych variácií objemovej aktivity radónu v pôdnom vzduchu sú tiež termoplastické deformácie zemského povrchu, vyvolané variáciou teploty prízemnej vrstvy atmosféry, ktoré znižujú objemovú aktivitu radónu v pôdnom vzduchu počas letných mesiacov a zväčšujú ju v zimných mesiacoch.



Obr.3 Priemerné denné hodnoty objemovej aktivity radónu v pôdnom vzduchu a priemerné denné teploty vonkajšej atmosféry [46].

2.2.2 Obsah prírodných rádionuklidov vo vodách

Prírodná rádioaktivita vôd je daná obsahom rozpustených pevných a plyných prírodných rádioaktívnych látok. Hlavnými prírodnými rádionuklidmi podzemných a povrchových vôd, ktoré prechádzajú do vôd z horninového prostredia sú ^{40}K , ^{238}U , ^{234}U , ^{232}Th , ^{226}Ra a ^{222}Rn . Typické hodnoty obsahu prírodných rádionuklidov vo vodách vo svete podľa UNSCEAR 1993 [8] sú nasledovné:

^{238}U : 1 $\text{mBq}\cdot\ell^{-1}$,	^{230}Th : 0,1 $\text{mBq}\cdot\ell^{-1}$,	^{226}Ra : 0,5 $\text{mBq}\cdot\ell^{-1}$,
^{210}Pb : 10 $\text{mBq}\cdot\ell^{-1}$,	^{210}Po : 5 $\text{mBq}\cdot\ell^{-1}$,	^{232}Th : 0,05 $\text{mBq}\cdot\ell^{-1}$,
^{228}Ra : 0,5 $\text{mBq}\cdot\ell^{-1}$,	^{228}Th : 0,05 $\text{mBq}\cdot\ell^{-1}$,	^{235}U : 0,04 $\text{mBq}\cdot\ell^{-1}$,
^{222}Rn : (1-100) $\text{Bq}\cdot\ell^{-1}$.		

Urán vo vodách

Základným faktorom ovplyvňujúcim obsah uránu vo vodách je koncentrácia a spôsob jeho výskytu v horninách. Urán môžeme nájsť v horninách v týchto formách: [9]

- ako samostatný minerál s prevahou výskytu skupiny uranylu UO_2^{2+} nad štvormocným uránom;
- ako izomorfná prímes v kryštálovej mriežke (akcesorické minerály hornín);
- v rozpustenom stave (vo forme uranylovej skupiny UO_2^{2+}), alebo ako kvapalné uzavreniny v mineráloch a kapilárnych vodách.

Pri vzájomnom pôsobení hornín obsahujúcich rádioaktívne prvky a roztokov môžu nastať dva procesy [4]:

- **rozpúšťanie** – uvoľňovanie rádionuklidov s narušením kryštálovej mriežky;
- **vylúhovanie** - uvoľňovanie rádionuklidov bez narušenia kryštálovej mriežky.

Pri rozpúšťaní sa rádionuklidy dostávajú do vody s tým istým zložením, aké má horninové prostredie a ich diferenciácia nenastáva. Prvky sa len rozdeľujú podľa postupnosti prechodu do vody, ktorá závisí od možnosti vytvárať rozpustené zlúčeniny.

Pri vylúhovaní sa rádioaktívne prvky uvoľňujú bez narušenia kryštálovej mriežky minerálov. Preto obsah a forma výskytu rádioaktívnych prvkov v kryštálovej mriežke je základným faktorom obmedzujúcim obsah konkrétneho prvku vo vodách. Dcérske produkty premeny prechádzajú do mikroporúch a mikroporúch kryštálov, odkiaľ ich môžu roztoky veľmi ľahko extrahovať. Málokedy vyvírajú vlastné minerály. Vylúhovanie sa javí ako základný spôsob prechodu rádioaktívnych prvkov do vôd, preto sa tieto prvky nachádzajú vo vodách v takých pomeroch, že prevládajú dcérske produkty premeny. Pri vylúhovaní môže nastať iná distribúcia prvkov aj rádionuklidov [10].

Koncentrácia uránu v podzemnej vode je veľmi variabilná. Vysvetľujeme to rozdielmi v obsahu a genetických formách uránu v horninách, rôznym hydrodynamickým režimom a hydrochemickou situáciou, ovplyvňujúcou prechod rádioaktívnych prvkov do vody (chemické zloženie vody, pH, množstvo voľného kyslíka, teplota, atď.)

Rozlišujú sa tri hydrodynamické zóny obehu vody: zóna intenzívneho, spomaleného a veľmi spomaleného obehu. V zóne intenzívneho kolobehu sa vyskytujú vody s rozpusteným kyslíkom, ktoré sú charakteristické vysokým oxidačno-redukčným potenciálom. V tejto zóne sa odohráva oxidácia štvormocného uránu na šesťmocný a jeho prechod do roztoku. V zónach spomaleného a veľmi spomaleného obehu vody, charakterizovaného redukčnými podmienkami, vody neobsahujú kyslík, ale sú obohatené sírovodíkom a organickou hmotou. V takomto prostredí sa môže uranyl-ión redukovať a usadzovať vo forme hydroxidu $U(OH)_4$, ktorý je ťažko rozpustný. Vody týchto zón obsahujú urán vo veľmi malých koncentráciách.

Základné obohatenie podzemných vôd uránom teda vzniká pri procesoch chemického zvetrávania hornín v podmienkach plytkého kolobehu vody v nevelkých hĺbkach. Zmenšovanie koncentrácie uránu vo vodách súvisí s hĺbkou formovania ich chemizmu. Maximálne hodnoty obsahu uránu sa vyskytujú vo vodách s celkovou mineralizáciou do jedného $g \cdot l^{-1}$. V nízkych koncentráciách sa urán nachádza v puklinových vodách kryštalickej masívov v tých prípadoch, ak sa formovali v hlbších obehoch, vo vodách vulkanitov, uhličitých a mnohých termálnych vodách vzdialených od skôr formovaných uránových ložísk.

Vo vodách, rovnako ako v horninách sa nachádzajú všetky tri izotopy uránu: ^{238}U , ^{235}U a ^{234}U . S ohľadom na svoj vzácny výskyt je prítomnosť ^{235}U vo vodách prakticky bezvýznamná. Rádionuklid ^{234}U je produktom premeny ^{238}U a zjavne v kryštalickej mriežke zaujíma iné postavenie ako starší ^{238}U a v procese vylúhovania postupuje prednostne pred ^{238}U . Prírodné vody sú obohatené ^{234}U a pomer aktivít $^{234}U/^{238}U > 1$. Len pri intenzívnom vylúhovaní uránových a uránonosných minerálov je pomer $^{234}U/^{238}U < 1$. Minimálna zistená hodnota pomeru $^{234}U/^{238}U$ je 0,5. Tieto prípady sú veľmi zriedkavé, patria sem napr. vody vytekajúce z uránových ložísk. Priemerná hodnota pomeru $^{234}U/^{238}U$ je v podzemných vodách 1,5, v riekach 1,2, v termálnych vodách 1,3. Hodnoty pomeru $^{234}U/^{238}U$ sa zväčša pohybujú v rozmedzí od 1 do 2 [4].

Rádium vo vodách

Rádium je dvojmocný kov patriaci medzi alkalické zeminy, ktorý nevytvára samostatné minerály. V prírodných vodných roztokoch sa môže rádium nachádzať v iónovej, molekulárnej a pseudokoloidnej forme (aerosóly, suspenzie).

Migrácia rádia nie je ohraničená len jeho chemickými vlastnosťami, ale aj osobitosťami jeho postavenia v mineráloch a roztokoch. Rádium vzniká v premenovom rade uránu po piatich premenách.

Energia dodaná dcérskym produktom im stačí na prechod niekoľkých desiatok medziuzlových vzdialeností v kryštálovej mriežke minerálu. Preto produkty premeny uránu, a teda aj rádium, sa môžu vzdialiť na významné vzdialenosti od svojho materského prvku a dostať sa do mechanických porušení kryštálovej mriežky minerálu, odkiaľ môžu byť vylúhované nezávisle na svojej materskej látke a bez porušenia kryštálovej mriežky uránového alebo uránonosného minerálu [11].

Koncentrácie rádia vo vodách sú nízke, a preto nemôžu vzniknúť samostatné usadeniny RaSO_4 a RaCO_3 . Napriek tomu je rádium vo vodách oxidačnej zóny nestále, spolu s iónmi SO_4^{2-} a CO_3^{2-} sa súčasne vyzráža (napr. s BaSO_4 , PbSO_4 , CaCO_3) a ľahko sorbuje na tvrdú fázu (napr. na bahenné usadeniny a travertíny).

Na prítomnosť rádia v tekutej fáze má vplyv aj parciálny tlak CO_2 . Zníženie tlaku vo výstupných tokoch podzemných vôd z jednej strany zapríčiňuje rýchle uvoľnenie prchavých zložiek, čo má za následok narušenie rovnováhy CO_2 a usadzovanie karbonátov vápnika, s ktorými sa čiastočne usádza aj rádium. Nasýtenie podzemných vôd CO_2 spôsobuje aj obohatenie vôd rádiom, keďže agresivita vody pôsobiacej na horninové prostredie sa zvýši. Tento faktor obohatenia je významný pre vody pretekajúce cez horniny s vysokými koncentraciami rádioaktívnych prvkov (napr. puklinové vody masívov kyslých magmatických hornín).

Veľký význam pre koncentráciu rádia vo vodách má aj trvanie kolobehu vody v horninách. Rádium získava voda pomalou cirkuláciou vody v puklinách a trhlinách, resp. jej stagnáciou v podzemných akumuláciách. Koncentrácia rádia v roztoku sa zvyšuje s rastom mineralizácie vôd. Vysoké hodnoty koncentrácie rádia sú v minerálnych a termálnych vodách, pochádzajúcich z karbonátových hornín. V povrchových vodách a vodách plytkého obehu závisí koncentrácia rádia len od koncentrácií jeho materských rádionuklidov.

Radón vo vodách

Radón po rádioaktívnej premene rádia môže ostať vnútri štruktúry minerálov, alebo sa hromadí v póroch, kapilárach a puklinách. Prestup radónu do prírodných vôd spôsobujú procesy emanácie a difúzie.

Do podzemných vôd radón prestupuje najmä v procese emanácie hornín. Difúzia jeho atómov v pevnej fáze hornín je nepatrná, preto sa radón uvoľňuje len vtedy, ak sa rádium nachádza na povrchu horniny (adsorbované na hornine). Vo vodách takýchto emanujúcich kolektorov je obsah radónu veľmi vysoký. V prípade silne porušenej horniny sa radón uvoľňuje aj z hĺbky kapilár. Podzemná voda získava radón takisto na tektonických zlomoch s rýchlou cirkuláciou vody.

Rozpustnosť radónu vo vode je pomerne vysoká, ale s rastúcou teplotou klesá. Koeficient rozpustnosti pri 5 °C je 0,42, pri 10 °C 0,35, pri 20 °C 0,25 a pri 80 °C len 0,11. Aj pri zvyšovaní mineralizácie vôd koeficient rozpustnosti klesá [12].

Radón obsiahnutý vo vode môže byť dvojakého pôvodu: jednak alogénny-emanáčny, ktorý rozdeľujeme na hyperalogénny (do vody sa dostáva z vrchných častí kôry zvetrávania), hypoalogénny (do vody sa dostáva z hlbších častí po tektonických zlomoch), jednak autigénny (vznikajúci rádioaktívnou premenou rádia, ktoré obsahuje voda).

Najbežnejšie radónové vody (vody s objemovou aktivitou radónu nad $200 \text{ Bq}\cdot\text{l}^{-1}$) patria k slabo mineralizovaným (celková mineralizácia do $1 \text{ g}\cdot\text{l}^{-1}$) a studeným (teplota pod 20°C). Viazu sa zväčša na kyslé kryštalické horniny (leukokratné granity, granodiority, trachyliparity) s plytkou cirkuláciou. Sú to radónové vody kôry zvetrávania kyslých magmatických hornín. Ďalšia časť radónových vôd patrí medzi termálne vody formujúce sa v zónach hlbinných tektonických zlomov. Tieto vody sú prevažne dusíkové

a vyznačujú sa zvýšenými hodnotami kyseliny kremečitej. Oproti prvej skupine nedosahuje v nich objemová aktivita radónu až také vysoké hodnoty. Tretím typom sú karbonátové vody nasýtené CO₂ s rôznou mineralizáciou a s vysokým obsahom rádia, vystupujúce z rôznych hĺbok po tektonických zlomoch. Posledným typom radónových vôd sú vody, ktoré pretekajú cez ílovito-travertínové usadeniny. Rádium vnesené z termálnych vôd sa ukladá pri výstupe na povrch v travertínoch a bahenných usadeninách. Studené vody, prechádzajúce týmito usadeninami sa potom obohacujú radónom [13].

2.2.3 Obsah prírodných rádionuklidov v ovzduší

Rádionuklidy v atmosfére sú prírodného a umelého pôvodu. Spôsoby, akými sa dostávajú do atmosféry môžu byť rozmanité. Prírodné rádionuklidy sa dostávajú do atmosféry z hornín, vodných zdrojov, alebo spracovaním prírodných materiálov. Okrem toho vznikajú aj priamo v atmosfére interakciou kozmického žiarenia s nuklidmi atmosféry (tzv. kozmogénne rádionuklidy).

Umelé rádionuklidy sa dostávajú do atmosféry počas explózií jadrových náloží, pri práci a haváriách jadrových reaktorov, zo závodov na prepracovanie jadrového paliva ale aj pri činnostiach súvisiacich s aplikáciami rádionuklidov v medicíne, technike a výskume.

Vo väčších objemových aktivitách v porovnaní s inými rádionuklidmi sa vyskytujú v prízemnej vrstve atmosféry ²²²Rn, jeho krátkožijúce produkty premeny ²¹⁸Po, ²¹⁴Pb, ²¹⁴Bi a ²¹⁴Po, dlhožijúce produkty premeny radónu ²¹⁰Pb a ²¹⁰Po, ďalej ⁷Be, ¹⁴C a ³H.

²²²Rn je člen premenového radu ²³⁸U a bezprostredný produkt premeny ²²⁶Ra. Je to žiarič alfa s dobou polpremeny 3,8 dňa. Rádium rozptýlené v pôde je hlavný zdroj ²²²Rn v atmosfére. Priemerná exhalačná rýchlosť ²²²Rn z pôdy je 15 mBq·m⁻²·s⁻¹ [38]. Celková ročná exhalácia radónu z pôdy sa odhaduje na (5 – 10)·10¹⁹ Bq. Ďalšie zdroje ²²²Rn v atmosfére sú rastliny a vody (< 10¹⁹ Bq/r), prírodný plyn (~ 10¹⁴ Bq/r), spaľovanie uhlia (~ 10¹³ Bq/r), domy (~ 10¹⁶ Bq/r) a uránový priemysel (~ 10¹⁵ Bq/r). Zdroje ²²²Rn ako sú geotermálne elektrárne, fosílna bane, vulkanická aktivita a zemetrasenia nie sú dôležité z hľadiska globálnych príspevkov, ale v lokálnej škále môžu byť významné. Priemerná objemová aktivita radónu v prízemnej vrstve atmosféry, ktorá sa ustáli ako rovnováha medzi jeho prísunom zo Zeme, jeho premenou a riedením v atmosfére je (5 – 10) Bq·m⁻³. V dôsledku inverzných stavov v prízemnej vrstve atmosféry mení sa hodnota objemovej aktivity radónu počas dňa a noci približne dvakrát, v extrémnych prípadoch aj o rád.

Jadrá ²¹⁸Po, ²¹⁴Pb, ²¹⁴Bi, ²¹⁴Po, ²¹⁰Pb a ²¹⁰Po vznikajú vo vzduchu následkom rádioaktívnej premeny ²²²Rn. ²¹⁸Po, ²¹⁴Po, ²¹⁰Po sú žiariče alfa s dobami polpremeny 3,05 min, 160 μs a 138,4 d. ²¹⁴Pb, ²¹⁴Bi, ²¹⁰Pb sú žiariče beta s dobami polpremeny 26,8 min, 19,7 min a 21,4 r. Vzhľadom na relatívne dlhé doby polpremeny ²¹⁰Pb a ²¹⁰Po môžu sa tieto rádionuklidy dostať do atmosféry aj inými cestami (napr. ako komponenty úletového popolčeka z energetických zariadení spaľujúcich uhlie). Objemové aktivity krátkožijúcich produktov premeny radónu sú v atmosfére len o niečo nižšie ako objemové aktivity radónu, t.j. na úrovni jednotiek Bq·m⁻³, faktor nerovnováhy je približne 0,7. Objemové aktivity dlhožijúcich produktov premeny ²¹⁰Pb, ²¹⁰Po sú však oveľa nižšie, na úrovni 0,1 – 0,5 mBq·m⁻³.

⁷Be je kozmogénny rádionuklid s relatívne krátkou dobou polpremeny (T_{1/2} = 53,6 d, EZ, γ). Vytvára sa prevažne v atmosfére pri trieštení atmosférického dusíka a kyslíka energetickými časticami kozmického žiarenia. Do nižších vrstiev atmosféry sa dostáva v dôsledku vertikálneho premiešavania stratosférických a troposférických vzdušných mäs.

¹⁴C je kozmogénny rádionuklid vytváraný prevažne v dolných vrstvách stratosféry interakciou neutrónov kozmického žiarenia s jadrami atmosférického dusíka. Vytvorené nuklidy ¹⁴C podliehajú

čistej premene beta. Doba polpremeny ^{14}C je 5730 rokov. ^{14}C v atmosfére sa nachádza prevažne vo forme $^{14}\text{CO}_2$. Počas skúšok jadrových zbraní došlo k zvýšeniu koncentrácie ^{14}C v atmosfére vplyvom tej istej jadrovej reakcie neutrónov s atmosférickým dusíkom ako pri prírodnej tvorbe ^{14}C . Maximálna koncentrácia ^{14}C bola pozorovaná v roku 1963, keď došlo až k 100% prevýšeniu prírodnej hladiny ^{14}C v atmosfére [39]. V súčasnosti je koncentrácia ^{14}C v atmosfére pod 10% nad prírodnou úroveňou v dôsledku výmeny $^{14}\text{CO}_2$ medzi atmosférou, hydrosférou a litosférou a tiež v dôsledku emisie CO_2 do atmosféry zo spaľovania fosílnych palív (Suessov efekt).

^3H je kozmogénny rádionuklid so stredne dlhou dobou života, emitujúci pri rádioaktívnej premene častice beta. Doba jeho polpremeny je 12,26 roka. V prírode vzniká predovšetkým v dolných vrstvách stratosféry interakciou neutrónov s jadrami dusíka. Trícium v atmosfére sa nachádza prevažne vo forme tríciovej vody (HTO) a participuje v normálnom vodnom cykle. Po veľkých sériách atmosférických jadrových výbuchov, uskutočnených v r.1961 – 62 došlo k zvýšeniu koncentrácie trícia v dažďovej vode v stredných zemepisných šírkach severnej pologule približne na tisícnásobok prírodnej koncentrácie ($\sim 0,7 \text{ Bq/l}$ zrážok). Po roku 1963 koncentrácia trícia v dažďovej vode klesá vďaka rádioaktívnej premene a zriedovaciemu efektu oceánov [2].

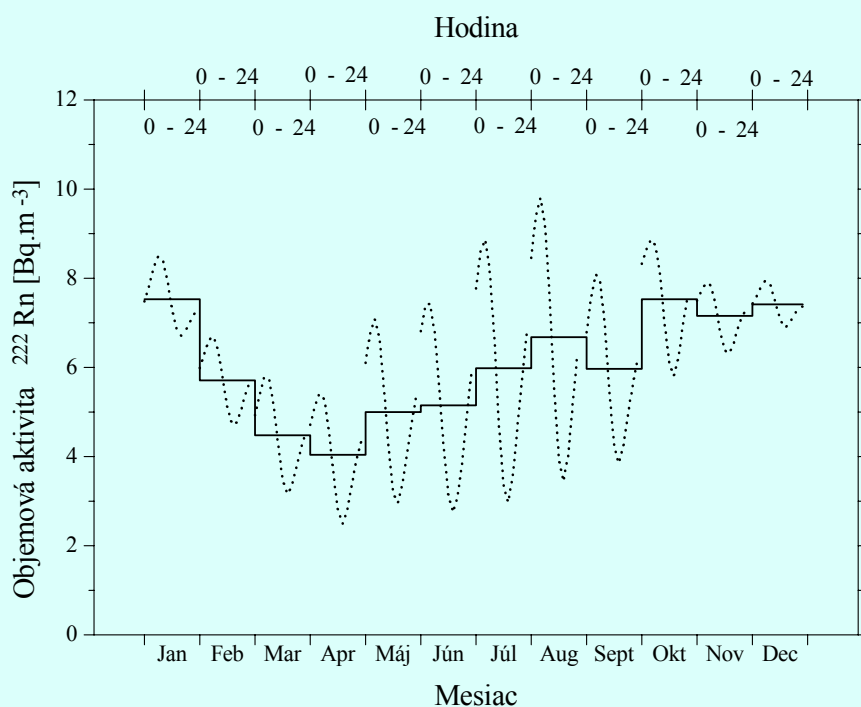
Okrem uvedených rádionuklidov je možné v atmosfére nájsť aj rádionuklidy prítomné v prachu, ktorý je uvoľnený z hornín a pôd. Priemerná prašnosť sa odhaduje na $10^{-7} \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$, vzhľadom k bežnému obsahu prírodných rádionuklidov v pôdach a horninách môžeme odhadnúť objemové aktivity v ovzduší na úrovni jednotiek $\mu\text{Bq}\cdot\text{m}^{-3}$. Typické hodnoty obsahu prírodných rádionuklidov vo vzduchu sú podľa UNSCEAR 1993 nasledovné: [8]

^{238}U : $1 \mu\text{Bq}\cdot\text{m}^{-3}$,	^{230}Th : $0,5 \mu\text{Bq}\cdot\text{m}^{-3}$,	^{226}Ra : $0,5 \mu\text{Bq}\cdot\text{m}^{-3}$,
^{210}Pb : $500 \mu\text{Bq}\cdot\text{m}^{-3}$,	^{210}Po : $50 \mu\text{Bq}\cdot\text{m}^{-3}$,	^{232}Th : $1 \mu\text{Bq}\cdot\text{m}^{-3}$,
^{228}Ra : $1 \mu\text{Bq}\cdot\text{m}^{-3}$,	^{228}Th : $1 \mu\text{Bq}\cdot\text{m}^{-3}$,	^{235}U : $0,05 \mu\text{Bq}\cdot\text{m}^{-3}$.

^{222}Rn v atmosfére

Objemová aktivita ^{222}Rn v prízemnej vrstve atmosféry nie je stála. Závisí od exhalačnej rýchlosti ^{222}Rn zo zemského povrchu, od atmosférických rozptylových podmienok a množstva transportovaného ^{222}Rn zo vzdialenejších zdrojov. Z uvedeného je zrejmé, že objemová aktivita ^{222}Rn v prízemnej vrstve atmosféry sa môže výrazne meniť s výškou, časom ale aj od lokality k lokalite.

Charakteristickým znakom objemových aktivít ^{222}Rn v prízemnej vrstve atmosféry je to, že vykazujú denné a sezónne variácie. Konkrétne charakteristiky denných a sezónnych variácií závisia na jednej strane od periodicky sa opakujúcich zmien vonkajšieho prostredia, ako je solárne ohrievanie a chladnutie zemského povrchu a atmosféry, a na druhej strane od nepravidelných zmien meteorologických parametrov, ako sú rýchlosť vetra, oblačnosť, hmla, atď (obr.4). V prvom priblížení sa denné a sezónne zmeny objemovej aktivity ^{222}Rn dajú pripísať variáciám intenzity vertikálneho premiešavania atmosféry, resp. variáciám atmosférickej stability.



Obr.4. Priemerný ročný priebeh (histogram) a priemerné denné priebehy pre jednotlivé mesiace (bodkované krivky) objemovej aktivity ^{222}Rn v prízemnej vrstve atmosféry v Bratislave (areál FMFI UK) [26].

Priemerné denné priebehy objemovej aktivity ^{222}Rn majú tvar vlny s maximom v ranných hodinách a s minimom v popoludňajších hodinách. Maximálna amplitúda denných vln je dosahovaná v letných mesiacoch júl a august. Amplitúdy denných vln sú malé na konci jesene a počas zimných mesiacov. Priemerná denná vlna objemovej aktivity ^{222}Rn získaná sumovaním všetkých dát za celý rok nadobúda spravidla maximum ráno medzi 4. - 6. hodinou a minimum popoludní medzi 14. -16. hodinou. Z denného priebehu objemovej aktivity ^{222}Rn vyplýva, že objemová aktivita ^{222}Rn nadobúda priemernú dennú hodnotu ráno okolo 9-tej hodiny a večer okolo 21-ej hodiny.

Priemerný ročný priebeh objemovej aktivity ^{222}Rn nadobúda maximálnu hodnotu v októbri a minimálnu hodnotu v apríli. Priemerná objemová aktivita ^{222}Rn v prízemnej atmosfére vo výške 1,5m nad zemským povrchom má pre Bratislavu hodnotu $6,1 \text{ Bq/m}^3$ (Tab.7).

Mesiac	Jan	Feb	Mar	Apr	Máj	Jún	Júl	Aug	Sept	Okt	Nov	Dec	Priemer
Objemová aktivita ^{222}Rn [Bq/m^3]	7,5	5,7	4,5	4,0	5,0	5,2	6,0	6,7	6,0	7,5	7,2	7,4	6,1

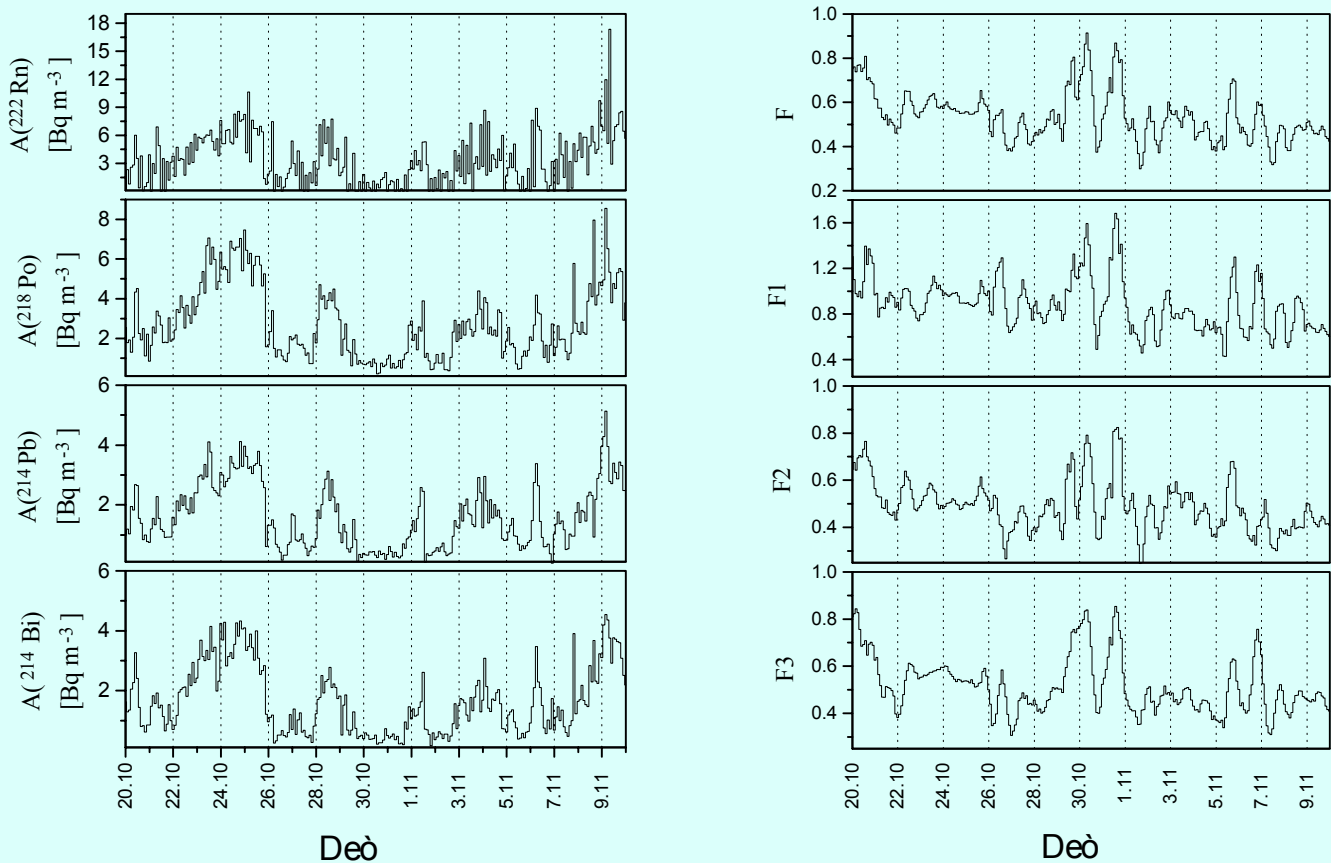
Tabuľka 7. Priemerné objemové aktivity ^{222}Rn v prízemnej vrstve atmosféry v Bratislave (areál FMFI UK).

Krátkožijúce produkty premeny ^{222}Rn v atmosfére

Rádioaktívnou premenou radónu vznikajú ďalšie nestabilné jadrá, krátkožijúce produkty premeny radónu. Objemová aktivita krátkožijúcich produktov premeny vo vonkajšej atmosfére závisí predovšetkým od objemovej aktivity radónu. Zmenu koncentrácie radónu sprevádza zmena koncentrácie produktov premeny. Na rozdiel od radónu (radón je inertný plyn), produkty premeny sú ťažké kovy a vo vonkajšej atmosfére sa zúčastňujú aj v procesoch ako sú:

- formovanie a narastanie zhlukov produktov premeny radónu a ostatných molekúl prítomných vo vzduchu (H_2O , SO_2 , NO , NO_2 ...),
- zachytávanie zhlukov častíc obsahujúcich rádionuklidy na aerosóloch,
- desorpcia zhlukov z povrchu aerosólov,
- depozícia, t.j. zachytávanie častíc na povrchoch,
- vymývanie zrážkami.

Vzhľadom na uvedené procesy, produkty premeny radónu sa môžu nachádzať vo voľnej „atomárnej“ forme (voľná frakcia) alebo viazané na aerosóloch (aerosólová frakcia). Voľná a aerosólová frakcia sú charakterizované rôznymi difúznymi koeficientmi vo vzduchu. Rozličné frakcie preto podliehajú rôznym transportným procesom v atmosfére. Príspevok



Obr. 5. Priebeg objemovej aktivity ^{222}Rn a jeho krátkožijúcich produktov premeny v prízemnej vrstve atmosféry [42].

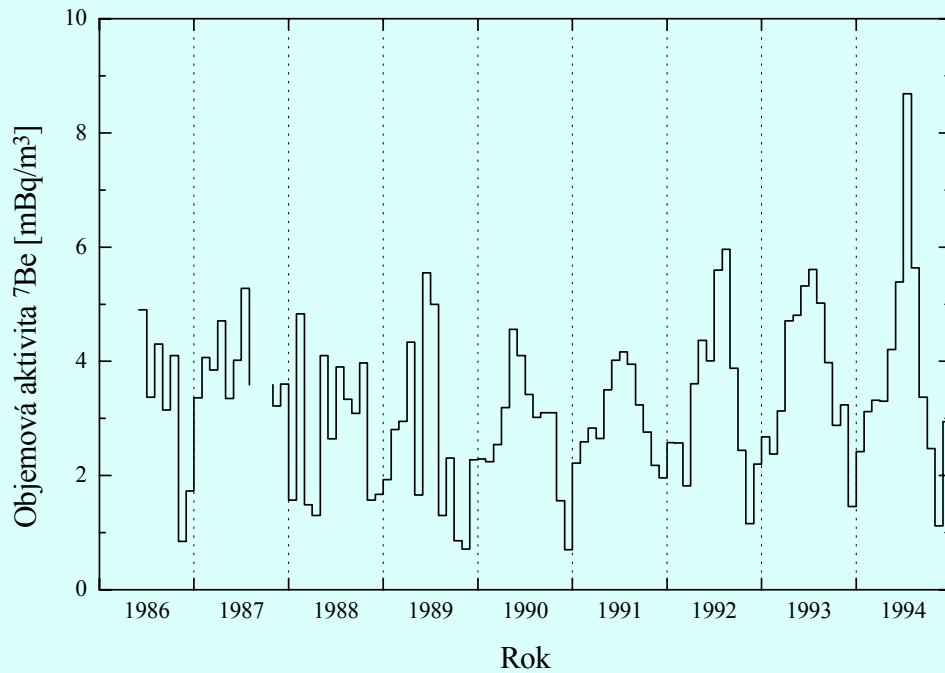
Obr. 6. Priebeg rovnovážneho faktoru (F) a stupňov rovnováhy jednotlivých produktov premeny radónu v prízemnej vrstve atmosféry, $F1-A(^{218}\text{Po})/A(^{222}\text{Rn})$, $F2-A(^{214}\text{Pb})/A(^{222}\text{Rn})$, $F3-A(^{214}\text{Bi})/A(^{222}\text{Rn})$.

k radiačnej záťaži tiež v podstatnej miere závisí od typu frakcie. Koncentrácia produktov premeny radónu vo vonkajšej atmosfére závisí od koncentrácie a veľkosti vo vzduchu prítomných aerosólových častíc, od množstva prímiesí H_2O , SO_2 , NO , NO_2 vo vzduchu ako aj od meteorologických parametrov (zrážok, rýchlosti vetra, veľkosti vertikálneho zmiešavania atmosféry). Stupeň rovnováhy medzi radónom a jeho produktmi premeny sa charakterizuje faktorom rovnováhy F (v prípade rovnováhy platí, že $F = 1$). V prízemnej vrstve atmosféry sa veľmi zriedka nachádza radón v rovnovážnom stave so svojimi produktmi premeny a prevažne je $F < 1$. Je to dôsledok mechanizmov spomenutých vyššie. Hodnota rovnovážneho faktoru sa výrazne mení s časom ako aj od lokality k lokalite. Preto na získanie vierohodnej informácie o jeho hodnote v konkrétnej lokalite je potrebné kontinuálne monitorovanie koncentrácie radónu a jeho produktov premeny.

V Bratislave v areáli FMFI UK bolo uskutočnené viacmesačné meranie objemových aktivít krátkožijúcich produktov premeny ^{222}Rn . Metodika merania bola založená na hromadení produktov premeny ^{222}Rn presávaním vzduchu cez filter a sledovaní alfa aktivity produktov premeny deponovaných na filtri. Vzorky boli odoberané vo výške 1,5 m nad povrchom pôdy. Bolo zistené, že objemové aktivity krátkožijúcich produktov premeny radónu majú podobný priebeh ako ich materský prvok radón (obr. 5). Avšak relatívne nízka korelácia medzi jednotlivými produktmi premeny a samotným radónom poukazuje na istú odlišnosť v transportných procesoch radónu a jeho produktov premeny vo vzduchu. Tiež z tohoto dôvodu pomer medzi jednotlivými produktmi premeny a radónom nie je konštantný (obr.6). Priebeh rovnovážneho faktoru v prízemnej vrstve atmosféry vykazuje tiež výrazné kolísanie okolo priemernej hodnoty 0,5. V porovnaní s hodnotou F doporučenou v UNSCEAR 1996 [14] pre vonkajšiu atmosféru ($F = 0,7$) bol určený priemerný rovnovážny faktor o 30% nižší.

Dlhožijúce gama aktívne rádionuklidy v atmosfére

Z rádionuklidov, ktoré sa nachádzajú v atmosfére, majú relatívne dlhú dobu života a emitujú gama žiarenie, sú najvýznamnejšie: ^{210}Pb s energiou emitovaného gama žiarenia 46,5 keV, ^{40}K s dobou polpremeny $1,41 \cdot 10^9$ rokov a energiou gama žiarenia 1461 keV, ^7Be s energiou gama žiarenia 477,6 keV a antropogénny rádionuklid ^{137}Cs s dobou polpremeny 30 rokov a energiou gama žiarenia 662 keV. Aerosóly, ktoré sú nosičmi týchto rádionuklidov, sú submikrónových rozmerov a pre stanovenie koncentrácií rádionuklidov je potrebné zachytiť aerosóly na filtroch z objemov vzduchu niekoľko tisíc až niekoľko desiatok tisíc m^3 . Exponované filtre sa analyzujú pomocou gama spektrometrických meraní, pričom použitý detekčný systém musí mať dostatočne vysokú citlivosť (nízke pozadie, vysoká detekčná účinnosť, dobré energetické rozlíšenie) a byť schopný merať v širokom rozsahu energií (desiatky keV až niekoľko MeV) vzhľadom na energie gama žiarenia sledovaných rádionuklidov [42].



Obr.7 Priemerné mesačné hodnoty objemovej aktivity ^7Be v atmosfére Bratislavy-Kolíby [44].

Koncentrácie uvedených rádionuklidov v atmosfére sa s časom menia. Tieto zmeny majú prevažne periodický charakter a súvisia najmä s transportnými procesmi v atmosfére a striedaním ročných období. ^7Be vzniká najmä vo vysokých vrstvách atmosféry, jeho produkcia v prízemnej vrstve je prakticky zanedbateľná. Periodické zmeny koncentrácie v prízemnej vrstve atmosféry sú spôsobované najmä zvyšovaním koncentrácie ^7Be v dôsledku vertikálneho premiešavania s troposférou, čistiacim efektom zrážkovej činnosti, depozíciou a rádioaktívnou premenou. Vertikálny transport medzi prízemnou vrstvou atmosféry a troposférou závisí najmä od množstva absorbovanej slnečnej energie na jednotku plochy povrchu Zeme. Rýchlosť depozície a množstvo zrážok, spolu s produkčnou rýchlosťou a známou dobou polpremeny, umožňujú ohodnotiť rezidenčný čas ^7Be v atmosfére. Tento sa pohybuje na úrovni 8 -15 dní pre všetky vrstvy troposféry. Rezidenčný čas sa mení v závislosti od lokality, mechanizmu vypadávania aerosólov z atmosféry, rozmerov aerosólov a meteorologických faktorov. Dlhšie rezidenčné časy môžu indikovať vplyv príspevkov stratosférických aerosólov. Produkčná rýchlosť ^7Be v atmosfére závisí najmä od intenzity kozmického žiarenia, takže modulácia galaktického kozmického žiarenia vplyvom zmien slnečnej aktivity sa môže prejaviť na koncentrácii ^7Be v atmosfére. Dlhodobé sledovanie zmien jeho koncentrácie v atmosfére potom umožňuje hľadať súvislosti so zmenami slnečnej aktivity.

Priemerná koncentrácia ^7Be v atmosfére na Slovensku dosahuje $2,8 \text{ mBq/m}^3$, pričom sezónne maximá, dosahované v letných mesiacoch sú na úrovni 6 mBq/m^3 , zimné minimá sa pohybujú na úrovni 2 mBq/m^3 [43]. Z dlhodobého hľadiska sa stredná ročná koncentrácia ^7Be javí ako konštantná. Koncentrácia ^7Be v atmosfére Bratislavy, sledovaná z odberov aerosólov na Kolibe (obr.7) dosahuje za obdobie rokov 1977-1996 priemernú hodnotu $3,12 \text{ mBq/m}^3$ [44].

^{210}Pb je pre svoju relatívne dlhú dobu polpremeny zaujímavý najmä z radiohygienického hľadiska (hodnotenie radiačnej záťaže obyvateľstva). V atmosfére dochádza k jeho kumulácii, takže na jeho koncentrácii sa môžu prejaviť aj lokálne zdroje (exhaláty z priemyselných podnikov, z

energetických zdrojov, dopravy, a pod.). Je preto vhodný na sledovanie lokálneho znečistenia životného prostredia. V atmosfére sa jeho koncentrácia s časom mení, pričom tieto zmeny sú ovplyvnené meteorologickými faktormi a transportnými procesmi v atmosfére, ako aj zmenami lokálnych zdrojov (s primeranou časovou konštantou). Vzhľadom na dlhú dobu polpremeny, pomerne dlhú dobu kumulácie ^{210}Pb , je potrebné dlhodobé sledovanie jeho koncentrácie v atmosfére, aby bolo možné hodnotiť radiačnú záťaž obyvateľstva ako aj vplyv lokálnych zdrojov znečistenia. V atmosfére Bratislavy, ale ani ďalších lokalít Slovenska neboli zatiaľ sledované koncentrácie ^{210}Pb . Z meraní uskutočnených v lokalite Bratislava IV bola zistená priemerná objemová aktivita ^{210}Pb na úrovni $0,6 \text{ mBq/m}^3$.

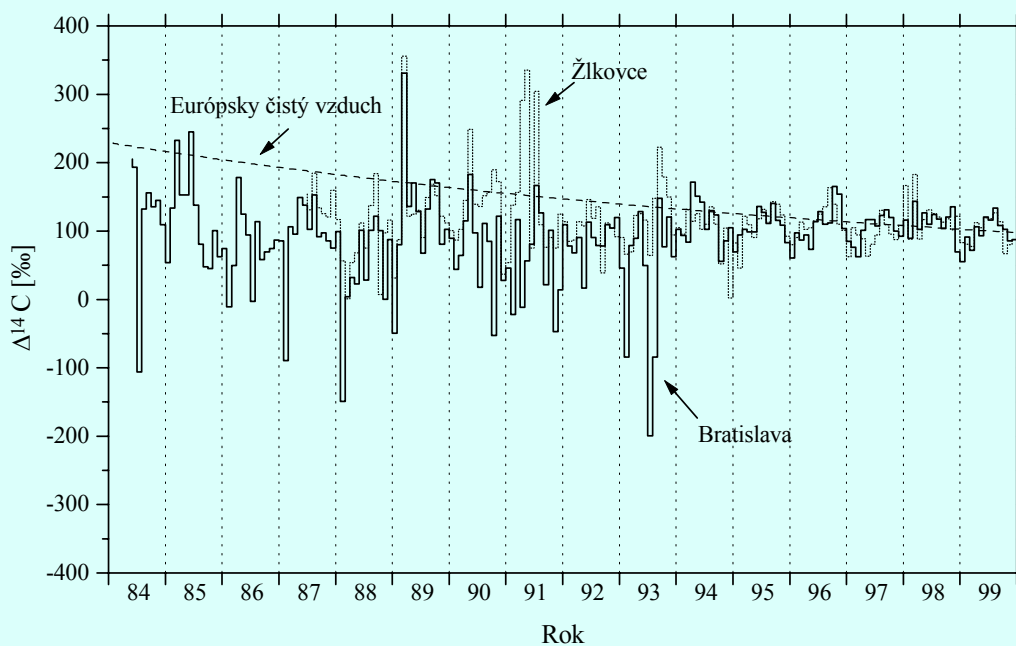
^{14}C v atmosfére

Rovnovážna koncentrácia ^{14}C v prírodných rezervoároch z predindustriálneho obdobia bola zmenená tromi ľudskými aktivitami, spaľovaním fosílnych palív s nulovým obsahom ^{14}C , skúškami jadrových zbraní v atmosfére a rozvojom jadrovo-energetického priemyslu. Prvý proces znižuje a ďalšie dva zvyšujú koncentráciu ^{14}C v prírodných rezervoároch.

V atmosfére ^{14}C existuje prevažne vo forme molekúl oxidu uhličitého $^{14}\text{CO}_2$. Stredná aktivita ^{14}C v atmosférickom CO_2 , ktorá má pôvod v kozmickom žiarení, je $0,227 \text{ Bq}$ na 1 g uhlíka (prírodná úroveň ^{14}C) [5]. Atmosférický $^{14}\text{CO}_2$ sa dostáva do hydrosféry a zásluhou fotosyntézy aj do biosféry. Obsah ^{14}C v pôdnom vzduchu CO_2 je približne na tej istej úrovni ako v atmosférickom CO_2 [41].

V prízemnej vrstve atmosféry sú koncentrácie $^{14}\text{CO}_2$ v atmosférickom CO_2 výsledkom simultánneho pôsobenia s časom sa meniacich faktorov, ako sú atmosférické rozptylové podmienky, transport vzdušných mäs zo stratosféry do nízkej vrstvy atmosféry, emisia CO_2 zo spaľovania fosílnych palív a exhalácia biogénneho CO_2 z pôdy do atmosféry.

Obsah $^{14}\text{CO}_2$ v atmosférickom CO_2 je na Slovensku meraný už od roku 1967 [45]. Obr. 8 ukazuje výsledky pravidelných meraní ^{14}C v atmosférickom CO_2 v Bratislave a v Žilkovciach. Výsledky meraní sú prezentované vo forme $\Delta^{14}\text{C}$ hodnôt a predstavujú relatívne prevýšenie koncentrácie ^{14}C nad prírodnou úrovňou po korekcii na izotopové zloženie



Obr.8 Priemerné mesačné hodnoty $\Delta^{14}\text{C}$ v atmosférickom CO_2 v Bratislave a v Žilkovciach. Čiarkovaná krivka reprezentuje dlhodobý trend priemerných ročných hodnôt $\Delta^{14}\text{C}$ v požadovom vzduchu nad Európou.

atmosférického uhlíka. Pre porovnanie je na obr.8 ukázaný aj dlhodobý trend priemerných ročných hodnôt $\Delta^{14}\text{C}$ v požadovom vzduchu nad Európou. Na obrázku je vidieť väčšiu variabilitu ^{14}C dát v období do roku 1993 v porovnaní s nasledujúcim obdobím. V prvom období boli veľmi nízke hodnoty $\Delta^{14}\text{C}$ merané hlavne v zimných mesiacoch ako dôsledok vysokých emisií neaktívneho CO_2 do atmosféry pri spaľovaní fosílnych palív (Suessov efekt).

Podľa očakávania Suessove minimá $\Delta^{14}\text{C}$ nie sú tak zreteľné v Žilkovciach ako v Bratislave, hoci môžu byť tiež identifikované. Príčinou môže byť to, že stanica Žilkovce je dostatočne vzdialená od veľkých emitentov fosílného CO_2 do atmosféry. V dátach z Bratislavy aj Žilkoviec sa vyskytujú $\Delta^{14}\text{C}$ hodnoty vysoko prevyšujúce krivku požadového trendu $\Delta^{14}\text{C}$. Avšak nie vždy obe stanice dávajú v koincidencii vysoké hodnoty $\Delta^{14}\text{C}$ a tieto sa vyskytujú len v Žilkovciach. Takáto odozva staníc naznačuje, že $\Delta^{14}\text{C}$ píky mohli byť technogénneho pôvodu z jadrovej elektrárne.

Chovanie $\Delta^{14}\text{C}$ priebehov sa zmenilo po roku 1993. Nevyskytujú sa výrazné maximá a minimá a $\Delta^{14}\text{C}$ dáta z oboch staníc vykazujú podobný priebeh. Tento efekt je možné pripísať zníženiu emisií fosílného CO_2 do atmosféry po roku 1993 v porovnaní s predchádzajúcim obdobím.

Ukazuje sa, že ^{14}C dáta z atmosféry spolu s údajmi o koncentrácii ^{222}Rn môžu byť jedinečným nástrojom pre určovanie emisií fosílného CO_2 do atmosféry. To je parameter, ktorý je treba kontrolovať z dôvodu dokazovania plnenia záväzkov prijatých Slovenskou republikou v rámci tzv. Torontského cieľa. V súčasnosti sa pokles emisií fosílného CO_2 do atmosféry dokladuje len na základe ekonomických štatistických údajov.

2.3 RADIAČNÁ ZÁŤAŽ OD PRÍRODNÝCH ZDROJOV ŽIARENIA

Z hľadiska ožiarenia človeka sú významné len niektoré prírodné rádionuklidy. V súhrne je význam jednotlivých zložiek prírodného ožiarenia človeka vidieť z tabuľky č.8.

Zložka ožiarenia	Ročná efektívna dávka (mSv)	
	Oblasti s normálnym pozadím	Oblasti s extrémnymi expozíciami
Externé ožiarenie		
kozmicke žiarenie	0,38	2,0
terestriálne žiarenie	0,46	4,3
Interné ožiarenie		
kozmogénne rádionuklidy	0,01	0,01
terestriálne rádionuklidy	0,23	0,6
Radón (²²²Rn)		
inhalácia	1,2	> 10
ingescia (podzemná voda)	0,005	0,1
Torón (²²⁰Rn)	0,07	0,1
Celkom	2,4	

Tabuľka 8. Podiel jednotlivých zložiek prírodného žiarenia na ožiarení človeka [14].

Z tabuľky je vidieť zanedbateľný podiel kozmogénnych rádionuklidov na ožiarení človeka. Externé ožiarenie človeka od terestriálnych rádionuklidov spôsobuje predovšetkým ²²⁶Ra, ²³²Th a ⁴⁰K, nachádzajúce sa v horninách a pôdach povrchovej vrstvy Zeme. Zo známych hmotnostných aktivít ⁴⁰K, ²²⁶Ra, ²³²Th (A_K, A_{Ra}, A_{Th} v $Bq \cdot kg^{-1}$) v pôde alebo v hornine je možné vypočítať dávkový príkon vo vzduchu vo výške 1 m nad zemou podľa vzťahu [3]:

$$\dot{D} [nGy \cdot h^{-1}] = 0,49A_{Ra} + 0,76A_{Th} + 0,048A_K$$

Priemerný dávkový príkon od terestriálnych rádionuklidov vo svete sa uvádza okolo $57 nGy \cdot h^{-1}$ s národnými priemermi ležiacimi v rozsahu od 24 do $160 nGy \cdot h^{-1}$ [14]. Pre prepočet dávky vo vzduchu na efektívnu dávku sa pre pole prírodného žiarenia gama od uvedených rádionuklidov a pre 2π geometriu používa faktor $0,7 Sv/Gy$.

Významný faktor, ktorý ovplyvňuje dávkový príkon od kozmického žiarenia je nadmorská výška. S nadmorskou výškou dávkový príkon od kozmického žiarenia sa mení podľa vzťahu [9]:

$$\dot{D}_{kz} [nGy \cdot h^{-1}] = 37 e^{0,38v}$$

kde v je nadmorská výška udávaná v km.

Priemerná hodnota dávkového príkonu z kozmického žiarenia na území Slovenskej republiky je $44,3 nGy \cdot h^{-1}$ a mení sa v rozsahu od 38,3 do $101,5 nGy \cdot h^{-1}$ [9].

Z hľadiska vnútorného ožiarenia je celkom dominantný radón (^{222}Rn) s jeho produktmi premeny. Významným rádionuklidom je aj izotop draslíka ^{40}K . Koncentrácia draslíka v tele je prísne homeostaticky udržiavaná, preto aj koncentrácia ^{40}K v tele je prakticky rovnaká u všetkých osôb a to na úrovni $55 \text{ Bq}\cdot\text{kg}^{-1}$, čo odpovedá priemernej ročnej efektívnej dávke $0,17 \text{ mSv}$ [8].

Ďalej je treba venovať pozornosť aj izotopom rádia ^{226}Ra a ^{228}Ra , ^{238}U , ^{234}U , ^{210}Po a ^{210}Pb . V príjme týchto rádionuklidov môžu byť veľké rozdiely u jednotlivých osôb alebo skupín obyvateľstva. S výnimkou inhalácie radónu a jeho produktov premeny je všeobecne podstatne väčší príjem rádionuklidov ingesciou ako inhaláciou, pričom najväčšia ročná efektívna dávka od príjmu rádionuklidov ingesciou pochádza od ^{210}Pb s priemernou hodnotou vo svete $32 \mu\text{Sv}\cdot\text{r}^{-1}$ [8].

2.4 PRÍRODNÁ RÁDIOAKTIVITA HORNÍN A VÔD SLOVENSKA

Výskum prírodnej rádioaktivity Slovenska v minulosti úzko súvisel s intenzívnym vyhľadávaním a prieskumom uránových rúd. Geologicko – prieskumné a ťažobné práce na rádioaktívne suroviny boli na Slovensku uskutočňované s malými prestávkami od roku 1947 až do roku 1990. Ďalším impulzom v štúdiu prírodnej rádioaktivity Slovenska po roku 1990 bol projekt „Výskum geologických faktorov životného prostredia“, ktorý zostavil Geologický ústav Dionýza Štúra v Bratislave pod garanciou MŽP SR. Cieľom projektu bolo okrem iného aj zostavenie máp prírodnej rádioaktivity hornín, vôd a radónu v pôdnom vzduchu. V rámci projektu boli vyhotovené aj mapy dávkového príkonu od gama žiarenia hornín. Projekt znamenal významný impulz pre systematický výskum prírodnej rádioaktivity Slovenska.

2.4.1 Prírodná rádioaktivita hornín

Pre zostavovanie máp prírodnej rádioaktivity hornín bola použitá metóda **terénnej gama spektrometrie**. Prieskum bol volený v mierke 1 : 200 000, pričom bolo pokryté celé územie Slovenska v pravidelnej sieti 3 x 3 km, t.j. 1 bod na 9 km^2 . Vybraných 6 oblastí (Horná Nitra, Nízke Tatry, Hornádska kotlina, Košická kotlina, Žiarska kotlina a Malá Fatra), ktoré predstavujú 20 % celej plochy Slovenska boli preskúmané v mierke 1 : 50 000 v pravidelnej sieti 1 x 1 km. Merania boli uskutočňované systémom referenčných bodov, pričom 1 referenčný bod predstavoval 5 spektrometrických meraní v tvare kríža so vzdialenosťou od stredu 20 m. Priemerná hodnota týchto 5 meraní bola základom pre hodnotu referenčného bodu. Celkove bolo na území Slovenska zmeraných 15 573 referenčných spektrometrických bodov, čo predstavuje 77 865 meraní pomocou gama spektrometrie [15].

Hodnoty koncentrácie **draslíka** na území Slovenska sa pohybujú od veľmi nízkych (0,1% v mezozoických vápencoch a dolomitoch Veľkej Fatry) až po hodnotu 5,4 % v spodnotriasových horninách melafýrovej série na sklenoteplíckom ostrove. Priemerná hodnota vypočítaná zo všetkých meraní na území Slovenska je 1,61 %, čo je vzhľadom na udávanú koncentráciu draslíka v zemskej kôre (2,52 %) relatívne nižšia hodnota. Všeobecne platí, že zvýšená hodnota koncentrácie draslíka sa vyskytuje predovšetkým na výstupoch kryštallických alebo premenených hornín na zemský povrch. Bázičné vulkanity sú charakteristické skôr nižšími hodnotami ako kyslé.

V rámci regionálneho geologického členenia Slovenska sa najnižšími hodnotami koncentrácie draslíka vyznačujú Chočské vrchy (1,29 %), paleogén Strážovských vrchov (1,30 %) a oravský paleogén (1,35 %). Najvyššími hodnotami sa prejavuje veporikum Ľubietovskej zóny (2,38 %).

Priemerná koncentrácia **tória** na Slovensku je 9,4 ppm . Namerané hodnoty sa pohybujú v pomerne širokom rozsahu od jednotiek ppm až po 26 ppm. V regionálnom geologickom členení od západu na východ má najnižšie hodnoty Viedenská panva, najmä jej záhorsko-dolnomoravská časť, a to od 6,3 ppm do 14,2 ppm s priemerom 6,85 ppm.

Stredoslovenské neovulkanity majú priemerný obsah tória 9,7 ppm. Najvyššie hodnoty sa zaznamenali na neogénnych ryolitoch – 21,2 ppm. Slovenské rudohorie (východná časť) má priemerný obsah tória 9,6 ppm, pričom hodnoty sa pohybujú v širokých medziach od 4 do 26 ppm. Vo východoslovenských neovulkanitoch sa vyskytujú hodnoty okolo 9 ppm.

Priemerná koncentrácia **uránu** pre Slovensko je 3,3 ppm, pričom maximálne namerané hodnoty prevyšovali hodnotu 10 ppm. Absolútne maximum bolo namerané na telese paleoryolitu pri Telgárte a minimálne hodnoty (0,4 ppm) vo vápencoch bradlového pásma.

V regionálnogeologickom členení najnižšie hodnoty U sa zaznamenali vo Viedenskej panve s priemerom 2,47 ppm. Je to spôsobené prítomnosťou viatych pieskov. Koncentrácia uránu v Malých Karpatoch je 3,28 ppm. Vyššie hodnoty sa vyskytujú v Považskom Inovci (3,67 ppm U). Najvyššie koncentrácie U majú Starohorské vrchy (4,26 ppm). Spôsobujú to permské horniny, ktorých výskyt sa na celom Slovensku prejavuje zvýšenými hodnotami koncentrácie uránu, uránovými anomáliami a rudnými výskytmi.

Vysoké Tatry majú priemernú hodnotu 3,10 ppm U, pričom nižšie hodnoty sú v Belianskych Tatrách a v strednej časti Vysokých Tatier. Vo východnej časti Slovenského rudohoria sa pohybujú obsahy od 1,1 do 7,0 ppm, pričom priemerná koncentrácia je 3,12 ppm U.

V stredoslovenských neovulkanitoch koncentrácia U výrazne kolíše – od 0,6 ppm až do 16,1 ppm s priemernou hodnotou 3,59 ppm. Vyššie hodnoty sú v ryolitoch (8,23 ppm).

Vo východoslovenských neovulkanitoch sú hodnoty koncentrácie uránu nižšie v priemere 3,05 ppm U, v Zemplínskych vrchoch je priemerná koncentrácia 3,29 ppm U.

Koncentráciou uránových minerálov vznikajú uránové ložiská. Na území SR sú to najmä ložiská v oblasti Spišskej Novej Vsi – Hnilčika – Malého Muráňa, ďalej ložiská v hroniku Nízkych Tatier (Kozie chrbty) a ložiská v oblasti Považského Inovca (Kálnica, Selec)[15].

2.4.2 Prírodná rádioaktivita vôd

Pri intenzívnom prieskume prírodnej rádioaktivity vôd za účelom zostavenia máp boli vo vodách Slovenska sledované najvýznamnejšie rádionuklidy: ^{222}Rn , ^{226}Ra a zmes rádionuklidov ^{238}U a ^{234}U , označované ako U_{nat} .

Z územia Slovenska boli odoberané vzorky z prameňov, minerálnych prameňov, z vrtov s prelivom obyčajnej, minerálnej aj termálnej vody, zo studní, z vodných zdrojov, z čerpaných vrtov, z výtokov bankských vôd, vodných tokov, jazier a odkalísk. Hustota odberu v mierke prieskumu 1 : 200 000 bola jedna vzorka na 10 km² a v niektorých oblastiach, kde bol uskutočňovaný prieskum v mierke 1 : 50 000 jedna vzorka na 5 km².

Koncentrácia U_{nat} sa stanovovala kolorimetrickou metódou, objemová aktivita ^{226}Ra emanačnou metódou a objemová aktivita ^{222}Rn meraním pomocou scintilačných Lucasových komôrok [9].

Na území Slovenska bolo analyzovaných 5299 obyčajných podzemných vôd, 243 minerálnych a termálnych vôd a 276 povrchových vôd. Priemerné hodnoty jednotlivých rádionuklidov v podzemných vodách, minerálnych a termálnych vodách sú uvedené v tabuľkách 9 – 11 [16]:

	Koncentrácia $U_{nat}(mg \cdot \ell^{-1})$	Objemová aktivita $^{226}Ra (Bq \cdot \ell^{-1})$	Objemová aktivita $^{222}Rn (Bq \cdot \ell^{-1})$
Aritmetický priemer	0,0034	0,048	15,51
Geometrický priemer	0,0027	0,035	9,61
Medián	0,003	0,039	9,75

Tabuľka 9. Priemerné hodnoty koncentrácie U_{nat} , objemovej aktivity ^{226}Ra a ^{222}Rn v podzemných vodách Slovenska.

	Koncentrácia $U_{nat}(mg \cdot \ell^{-1})$	Objemová aktivita $^{226}Ra (Bq \cdot \ell^{-1})$	Objemová aktivita $^{222}Rn (Bq \cdot \ell^{-1})$
Aritmetický priemer	0,0045	0,196	29,13
Geometrický priemer	0,0027	0,063	9,89
Medián	0,003	0,060	10,27

Tabuľka 10. Priemerné hodnoty koncentrácie U_{nat} , objemovej aktivity ^{226}Ra a ^{222}Rn v minerálnych vodách Slovenska.

	Koncentrácia $U_{nat}(mg \cdot \ell^{-1})$	Objemová aktivita $^{226}Ra (Bq \cdot \ell^{-1})$	Objemová aktivita $^{222}Rn (Bq \cdot \ell^{-1})$
Aritmetický priemer	0,0025	0,041	2,15
Geometrický priemer	0,0019	0,031	0,83
Medián	0,002	0,035	1,03

Tabuľka 11. Priemerné hodnoty koncentrácie U_{nat} , objemovej aktivity ^{226}Ra a ^{222}Rn v povrchových vodách Slovenska

Koncentrácie **uránu** v podzemných vodách nadobúdajú zvýšené hodnoty vo vodách vytekajúcich z banských diel na urán (Novoveská Huta, Kálnica), vo vodách z prameňov v blízkosti uránových výskytov, napr. pri Východnej a v niektorých termálnych vodách (Oravice, Lúčka pri Spišskom Podhradí). Zvýšené koncentrácie uránu nachádzame lokálne v niektorých jadrových pohoriach budovaných kryštalinikom, napr. v Považskom Inovci, Malej Fatre, Tríbeči. Taktiež vo

vodách dolomitov chočského príkrovu, napr. v Nízkych Tatrách. Najväčší plošný výskyt s mierne zvýšenými hodnotami U_{nat} (priemerné hodnoty až $0,005 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$) boli zistené vo vodách Podunajskej panvy, Juhoslovenskej kotliny a Viedenskej panvy. V oblastiach budovaných flyšom sú koncentrácie pomerne vyrovnané (priemerná hodnota $U_{\text{nat}} = 0,003 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$). Vody v neovulkanických horninách sa vyznačujú nízkymi stabilnými hodnotami koncentrácie uránu ($0,002 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$).

Hodnoty objemovej aktivity **rádia** sa vyznačujú väčším rozptylom ako hodnoty koncentrácií uránu (od $< 0,002$ do $9,7 \text{ Bq}\cdot\text{L}^{-1}$). Najvyššie hodnoty majú minerálne a termálne vody. Mierne zvýšené priemerné hodnoty boli zistené aj vo vodách Viedenskej panvy a západnej časti Podunajskej panvy, vo vodách niektorých jadrových pohorí (Malé Karpaty, Považský Inovec, východná časť Nízkych Tatier), vodách Hornádskej a Popradskej kotliny, Galmusu a západnej časti Volovských vrchov. V predterciernych útvaroch sú tieto vody prevažne viazané na výskyt spodnotriasových (verfénskych) hornín s výskytom sadrovca, a tiež barytu. V paleogénnych horninách sa hodnota objemovej aktivity rádia zvyšuje s hĺbkou obehu podzemnej vody. Vody stredoslovenských neovulkanitov majú dvojnásobne nižšie hodnoty rádia ako neovulkanity Slanských vrchov a Vihorlatu. Výnimku tvoria územia budované vulkanosedimentárnymi horninami, napr. Krupinská planina.

Podobne veľký rozptyl hodnôt objemovej aktivity **radónu** (od $< 0,05$ do $1\,288,40 \text{ Bq}\cdot\text{L}^{-1}$) bol nameraný v podzemných vodách. Na výskyt radónu vo vodách má vplyv výskyt hornín s uránovými minerálmi, tektonické pomery, mineralizácia a teplota vôd. Najvyššie hodnoty má radón vo vodách kryštalinika tatrika a veporika, taktiež v niektorých vodách kyslých foriem neovulkanitov, vo vodách vulkanosedimentárneho komplexu Cerovej vrchoviny, Zemplínskych vrchov. Vysoké hodnoty sú aj v niektorých minerálnych vodách. Najnižšie hodnoty sú v sedimentoch Podunajskej panvy, Viedenskej panvy, Východoslovenskej panvy, Slovenského raja, Slovenského krasu, severozápadnej časti magurského flyšu a vnútrokarpatského paleogénu Levočských vrchov.

2.4.3 ^{222}Rn v pôdnom vzduchu

V rámci projektu výskumu prírodnej rádioaktivity Slovenska bol v ostatnom desaťročí zrealizovaný aj rozsiahly program merania ^{222}Rn v pôdnom vzduchu. Cieľom tohto programu bolo zostavenie máp radónového rizika, ktoré by slúžili pre prognózovanie prieniku pôdneho radónu do budov [17].

Základné veličiny potrebné pre posúdenie radónového rizika z pôdneho vzduchu sú: objemová aktivita ^{222}Rn v pôdnom vzduchu v hĺbke 0,8 m a plynopriepustnosť hornín, ktorá sa odvodzuje zo zrnitostnej analýzy pôdy. Určenie radónového rizika sa uskutočňuje podľa tabuľky č. 11. [9]

Radónové riziko	Objemová aktivita ^{222}Rn v pôdnom vzduchu v $\text{kBq}\cdot\text{m}^{-3}$		
	Plynová priepustnosť		
	malá	stredná	vysoká
nízke	< 30	< 20	< 10
stredné	$30 - 100$	$20 - 70$	$10 - 30$
vysoké	> 100	> 70	> 30

Tabuľka 12. Kategórie radónového rizika z geologického podložja

Objemová aktivita radónu v pôdnom vzduchu je variabilná a závisí od mnohých faktorov. Vzhľadom na priestorovú variabilitu radónu ako najdôveryhodnejšia metóda určovania radónového rizika sa ukázala metóda referenčných plôch, kde 1 referenčná plocha predstavuje 25 – 30 nameraných objemových aktivít radónu v hĺbke 0,8 m. Stanovovanie objemových aktivít ^{222}Rn sa uskutočňovalo prevažne pomocou scintilačných komôrok Lucasovho typu.

V rokoch 1991 – 1992 bolo zhodnotené radónové riziko celého územia Slovenska [9]. Výsledná odvodená [mapa radónového rizika](#) bola spracovaná v mierke 1 : 200 000. Pri zostavovaní máp boli použité výsledky priamych meraní objemovej aktivity ^{222}Rn v pôdnom vzduchu na celkove 367 referenčných plochách (RP), nepravidelne rozložených po celom území Slovenska a výsledky z 845 RP v obvodových častiach 35 – tich okresných miest. Z týchto meraní vyplynulo, že nízke a stredné radónové riziko je pomerne rovnomerne zastúpené na Slovensku, vysoké radónové riziko bolo na RP zistené takmer v 4 %.

Vysoké radónové riziko bolo vo väčšej miere zistené najmä v oblasti Spišsko-gemerského rudohoria (Smolník, Rožňava, Hnilčík, Poproč, Medzev, Hnilec, Novoveská Huta), v Horehronskom podolí, v okolí Bratislavy, Košíc, Banskej Bystrice, Kremnice a v Bansko-štiavnickej oblasti. Lokálne výskyty vysokého radónového rizika boli zaznamenané aj v iných oblastiach Slovenskej republiky.

SÚHRN

Prírodné rádionuklidy – delíme na **primordiálne a kozmogénne**.

Tri primordiálne rádionuklidy sú začiatočnými členmi premenových radov: ^{238}U – uránového premenového radu, ^{232}Th – tóriového premenového radu a ^{235}U – aktíniového premenového radu. Z rádionuklidov, ktoré nie sú členmi premenových radov sú najvýznamnejšie ^{40}K a ^{87}Rb . K najdôležitejším kozmogénnym nuklidom patria: ^{14}C , ^3H a ^7Be .

Najvýznačnejšie terestriálne rádionuklidy sú ^{238}U , ^{232}Th , ^{226}Ra a ^{40}K .

Primárnym zdrojom prírodných rádionuklidov sú **horniny**. Podobný obsah významných rádionuklidov ako v horninách je aj v **pôdach**, nastáva v nich väčšie narušenie rovnováhy medzi jednotlivými členmi premenových radov. Prírodná rádioaktivita pôd závisí od ich typu, obsahu rádioaktívnych prvkov v materskej hornine, od genetických horizontov. U väčšiny pôd je pozorovaný pokles rádioaktivity s hĺbkou.

Výskyt radónu (^{222}Rn) v horninách a pôdach - vzniká rádioaktívnou premenou ^{226}Ra . Objemová aktivita ^{222}Rn v pôdnom vzduchu závisí od hmotnostnej aktivity ^{226}Ra v pôde, resp. hornine, od emanačného koeficientu, porozity a vlhkosti prostredia.

Prírodná rádioaktivita vôd - je daná obsahom rozpustených pevných a plyných prírodných rádioaktívnych látok.

Základné obohatenie podzemných vôd **uránom** vzniká pri zvetrávaní hornín pri plytkom kolobehu vody v nevelkých hĺbkach. Vo vodách, rovnako ako v horninách sa nachádzajú všetky tri izotopy uránu: ^{238}U , ^{235}U a ^{234}U . V prírodných vodách je pomer aktivít $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} > 1$.

Rádium -v prírodných vodách s môže byť v iónovej, molekulárnej a pseudokoloidnej forme. Koncentrácia rádia v roztoku sa zvyšuje s rastom mineralizácie vôd.

Prestup **radónu** do prírodných vôd spôsobujú procesy emanácie a difúzie. Rozpustnosť radónu vo vode je vysoká, klesá s rastúcou teplotou a zvyšovaním mineralizácie.

Prírodné rádionuklidy sa dostávajú **do atmosféry** - z hornín, vodných zdrojov, spracovaním prírodných materiálov, vznikajú aj interakciou kozmického žiarenia s nuklidmi atmosféry.

Umelé rádionuklidy sa dostávajú **do atmosféry** - počas explózií jadrových náloží, pri práci a haváriách jadrových reaktorov, zo závodov na prepracovanie jadrového paliva, pri aplikáciách rádionuklidov v medicíne, technike a výskume.

Objemová **aktivita** ^{222}Rn v prízemnej vrstve atmosféry závisí od exhalačnej rýchlosti ^{222}Rn zo zemského povrchu, od atmosférických rozptylových podmienok a množstva transportovaného ^{222}Rn zo vzdialenejších zdrojov. Variácie objemovej aktivity ^{222}Rn závisia od solárneho ohrievania a chladnutia zemského povrchu a atmosféry, od rýchlosti vetra, oblačnosti, hmly. Denné a sezónne variácie objemovej aktivity ^{222}Rn súvisia s variáciami intenzity vertikálneho premiešavania atmosféry, resp. variáciami atmosférickej stability.

Koncentrácia **produktov premeny radónu** vo vonkajšej atmosfére závisí od koncentrácie radónu v atmosfére, koncentrácie a veľkosti vo vzduchu prítomných aerosólových častíc, od množstva prímiesí H_2O , SO_2 , NO , NO_2 vo vzduchu a od meteorologických parametrov.

Dlhožijúce gama aktívne rádionuklidy v atmosfére - ^{210}Pb , ^{40}K , ^7Be , ^{137}Cs .

Porušenie rovnovážnej **koncentrácie** ^{14}C v prírodných rezervoároch - spaľovanie fosílnych palív znižuje koncentráciu ^{14}C v atmosfére, skúšky jadrových zbraní v atmosfére a rozvoj jadrovo-energetického priemyslu zvyšuje koncentráciu ^{14}C v atmosfére.

Externé ožiarenie človeka od terestriálnych rádionuklidov spôsobujú predovšetkým ^{226}Ra , ^{232}Th a ^{40}K . Dávkový príkon od kozmického žiarenia rastie s nadmorskou výškou.

Vnútorne ožiarenie človeka je spôsobené najmä inhaláciou radónu (^{222}Rn) a ingesciou ^{210}Pb .

Prírodnú rádioaktivitu Slovenska v jednotlivých zložkách životného prostredia je možné charakterizovať týmito priemernými hodnotami:

- * **horniny** – koncentrácia K = 1,6 %; koncentrácia U = 3,3 ppm; koncentrácia Th = 9,4 ppm; Th/U = 2,8; Th/K = 5,8; U/K = 2,1; dávkový príkon vo výške 1 m nad zemským povrchom = $63,3 \text{ nGy}\cdot\text{h}^{-1}$
- * **vody** – $a_V(\text{U}_{\text{nat}}) = 0,03 \text{ Bq}\cdot\text{L}^{-1}$, $a_V(^{226}\text{Ra}) = 0,04 \text{ Bq}\cdot\text{L}^{-1}$, $a_V(^{222}\text{Rn}) = 9,31 \text{ Bq}\cdot\text{L}^{-1}$
- * **výskyt kategórií Rn rizika** – nízke (53, 0 %), stredné (46,7 %), vysoké (0,3 %).

V porovnaní s priemernými koncentraciami rádionuklidov v pôdach a horninách, uvedenými v tabuľke č.5, sú na území SR významne vyššie len koncentrácie uránu.

LITERATÚRA

- [1] EISENBUD E., GESSEL T., Environmental Radioactivity, Academic Press, San Diego, 1990
- [2] ŠÁRO, Š., TÖLGYESSY J., Rádioaktivita prostredia ALFA, Bratislava, 1985
- [3] KLENER V., a kol., Principy a praxe radiační ochrany, SUJB, Praha, 2000
- [4] ČERDYNCEV V. V., Uran – 234, Atomizdat, Moskva, 1969
- [5] Ionizing Radiation: Sources and Biological Effects, UNSCEAR 82, New York, 1982
- [6] BENEŠ J., Rádioaktivní zamoření biosféry, Academia, Praha, 1974

- [7] HOLÝ K., et al.. Results of Long-term Measurement of ^{222}Rn Volume Activity in Soil Air, APUC, Vol. XL, (1999) 95 – 103
- [8] Sources and Effects of Ionizing Radiation, UNSCEAR 93, New York, 1993
- [9] DANIEL J., a kol., Prírodná rádioaktivita hornín (Geochemický atlas Slovenska), GS SR, Bratislava, 1996
- [10] FERRONSKIJ V.I., a kol., Prirodnyje izotopy gidrosfery, Nedra, Moskva, 1975
- [11] SYROMJATNIKOV N.G., a kol. Radioaktivnije elementy kak geochemičeskije indikatory porodoi rudiobrazovanija, Atomizdat, Moskva, 1976
- [12] GUDZENKO V.V., DUBINČUK, V.T., Izotopy radija i radon v prirodnych vodach, Nauka, Moskva, 1987
- [13] LANGE O.K., Hidrologija, Izd. Vyššaja škola, Moskva, 1969
- [14] Natural Radiation Exposures, UNSCEAR 96, Vienna, 1996
- [15] DANIEL J., a kol., Prírodná rádioaktivita hornín, Zborník 1. konf. „Rádioaktivita v životnom prostredí“, Spišská Nová Ves, (1997) 16-18
- [16] LUČIVJANSKÝ L., Prírodná rádioaktivita vôd Slovenska, Zborník 1. konf. „Rádioaktivita v životnom prostredí“, Spišská Nová Ves, (1997) 23-26
- [17] ČÍŽEK P., SMOLÁKOVÁ H., Odvozené mapy radónového rizika Slovenskej republiky, Zborník 1. konf. „Rádioaktivita v životnom prostredí“, Spišská Nová Ves, (1997) 89-90
- [18] ĎURANA L., CHUDÝ M., MASARIK J., Investigation of ^7Be in the Bratislava atmosphere, J. Rad. Nucl.Chem., Articles, Vol. 207, No.2, (1996) 345-356
- [19] DIBB J.E., et al., Estimation of stratospheric input to the Arctic troposphere: ^7Be a ^{10}Be in aerosols at Alert-Canada, J. of Geophys. Res., Vol. 99, No. D6, (1994) 12855-12864
- [20] LEVIN I., et al., Long-term observations of atmospheric CO_2 and carbon isotopes at continental sites in Germany, Tellus, 47B, (1995) 23-34
- [21] DÖRR H., MÜNNICH K.O., ^{222}Rn flux and soil air concentration profiles in West-Germany, Tellus, 42B, (1990) 20-28
- [22] POVINEC P., Marine environmental change studies, Int. Conf. on the Study of Environmental Change Using Isotope Techniques, Book of Extended Synopses, Vienna, (2001), 82-83
- [23] FRIEDMANN H., Selected Problems in Radon Measurement for Earthquake Prediction, Proc. of the Sec. Workshop on Radon Monitoring. Radioprotection, Environmental and Earth Sciences, (ed. by G. Furlan and L. Tommasino), World Scientific, Singapore, 1993
- [24] HERNANDEZ, C.M.A., et al., Reconstruction of ^{137}Cs signal in Cuba using ^7Be as a tracer of vertical transport processes in the atmosphere, International Conf. on the Study of Environmental Change Using Isotope Techniques (Book of Extended Synopses), Vienna, (2001), 116-118

- [25] NYDAL, R., LÖVSET, H., Distribution of radiocarbon from nuclear tests, *Nature*, Vol 206 (1965) 1029-1031.
- [26] HOLÝ, K., et al., ^{222}Rn and $^{14}\text{CO}_2$ concentrations in the surface layer of the atmosphere, IAEA-TECDOC-1269, IAEA Vienna, (2002) 59-68
- [27] Report of an Expert Consultation on ^{85}Kr and ^{222}Rn : measurements, effects and applications, WMO, No.109, Freiburg, Germany, 1995
- [28] MONNIN, M.M., SEIDEL, J.L., Radon in soil air and in groundwater related to major geophysical events, Proc. of the Sec. Workshop on Radon Monitoring. Radioprotection, Environmental and Earth Sciences, (ed. by G. Furlan and L. Tommasino), World Scientific, Singapore, 1993
- [29] MONNIN, M.M., SEIDEL, J.L., An automatic radon probe for earth science studies, *J. of Appl. Geophysics*, 39, (1998) 209-220
- [30] HOLÝ, K., et al., Testing of the ^{222}Rn as a tool for determination of CO_2 exhalation rates from the soil, Zborník 2. banskoštiavnické dni, Banská Štiavnica, 6.-7. 10. 2000, str. 124-138
- [38] Ionizing Radiation: Sources and Biological Effects, UNSCEAR 82, New York, 1982.
- [39] NYDAL, R., LÖVSET, H., Distribution of radiocarbon from nuclear tests, *Nature*, Vol 206 (1965) 1029-1031.
- [40] ŠEDA, J., a kol., Dozimetrie ionizujícího záření, SNTL/ALFA, Praha, 1983.
- [41] HOLÝ, K., et al., Investigation of ^{14}C and ^{222}Rn variations in the atmosphere and soil in Slovakia, Final report for the IAEA, Bratislava, 1999.
- [42] HOLÝ, K., CHUDÝ, M., ŠIVO, A., SÝKORA, I., ĎURANA, L., BOSÁ, I., STANYŠ, T., POLÁŠKOVÁ, A., RICHTÁRIKOVÁ, M., Analýza stavu monitorovania rádioaktivity atmosféry, KJF FMFI UK-132-00, Bratislava, 2000.
- [43] CABÁNEKOVÁ, H., Gamaspektrometria v monitorovaní životného prostredia, Dizertačná práca, MFF UK, Bratislava, 2000.
- [44] ĎURANA, L., CHUDÝ, M., MASARIK, J., Investigation of ^7Be in the Bratislava atmosphere, *J. Radionucl. Chem.*, Articles, Vol. 207, No.2 (1996) 345-356.
- [45] POVINEC, P., et al., Seasonal variations of antropogenic radiocarbon in the atmosphere, *Nucl. Instr. and Methods*, Vol. 317, (1986) 556-559.
- [46] MULLEROVÁ, M., HOLÝ, K., POLÁŠKOVÁ, A., HOLÁ O., Seasonal variations of ^{222}Rn in soil air, Zbor.28.ved.konf. „Priemyselná toxikológia´ 08, 18.- 20.júna 2008, Tatranská Štrba, Slovensko.

3. PRIEMYSELNÉ ZDROJE ŽIARENIA

Autor: Prof.Ing. Juraj Tölgyessy, DrSc.

Zdroje žiarenia používané v radiačnej chémii, biológii, technológii a vo všeobecnosti v nukleárnej technike môžu byť rádionuklidové alebo technické. Tieto zdroje môžu vysielat' elektromagnetické, elektrónové, iónové alebo neutrónové žiarenie, ktoré sa využíva na vyvolanie radiačnochemických, fyzikálnych a biologických reakcií, prípadne na úpravu a na štúdium radiačných vlastností študovaných materiálov.

Prehľadnú [schému zdrojov vysokoenergetického žiarenia nájdete](#) v hypertexte.

V prvých experimentálnych radiačnochemických prácach sa ako zdroje vysokoenergetického žiarenia používali len **prírodné rádionuklidy** (najmä ^{226}Ra , ^{222}Rn , ^{210}Po). Dnes sa vo výskumných laboratóriách a v praxi tieto zdroje už takmer vôbec nepoužívajú; vytlačili ich výhodnejšie zdroje na podklade umelých rádionuklidov.

Rozvoj jadrovej energetiky umožnil neutrónovou aktiváciou stabilných nuklidov a **umele** pripravovať **radiačné zdroje** s aktivitou 10^3 až 10^4 TBq. Z nich najdôležitejší je ^{60}Co , ktorý sa vyrába neutrónovou aktiváciou kovového kobaltu. Jeho svetová ročná produkcia je mimoriadne vysoká. ^{60}Co je γ -žiaričom s energiou emitovaných γ -fotónov 1,17 a 1,33 MeV. Jeho nevýhodou je relatívne krátka doba polpremeny (5,2 r).

Ďalším dôležitým zdrojom umelých rádionuklidov sú kratšie i dlhšie žijúce **štiepne produkty**, zostávajúce vo vyhorených palivových článkoch. Samo **skladisko vyhorených palivových článkov** je lacným radiačným zdrojom s vysokou aktivitou. Keďže radiačné parametre tohto zdroja sú ťažko definovateľné a rýchlo sa menia, je výhodnejšie oddeliť niektoré zložky štiepných produktov. Takto získame zdroje s definovaným druhom a energiou žiarenia. Z rádionuklidov emitujúcich γ -fotóny je najdôležitejšíe ^{137}Cs , ktoré síce dáva γ -fotóny s nižšou energiou (0,66 MeV) ako ^{60}Co , ale má dlhšiu dobu polpremeny (30 r).

Jadrový reaktor možno v nukleárnej technike využiť ako zdroj intenzívneho kombinovaného vysokoenergetického žiarenia. Ide o priame žiarenie rýchlych aj pomalých neutrónov a γ -žiarenie. β -žiarenie štiepných produktov je pohlcované takmer celkom v puzdrách palivových článkov.

Pre potreby skúmania vplyvu vysokoenergetického žiarenia na rôzne, ale predovšetkým na reaktorové konštrukčné materiály, sa využívajú osobitné výskumné jadrové reaktory, medzi ktorými významné miesto majú [reaktory bazénového typu](#)

V jadrovom reaktore ako radiačnom zdroji rádioaktivujúcu zložku môžeme eliminovať dvojakým spôsobom:

Ožarovanie uskutočníme **v experimentálnych kanáloch** jadrového reaktora. Rýchle neutróny pritom odfiltrujeme hrubou vrstvou moderátora (vodou, parafínom a pod.) a tepelné neutróny absorbérmi obsahujúcimi prvky s vysokým absorpčným účinným prierezom (Li, B, Cd).

Pri druhom spôsobe sa používa **technika cirkulujúceho rádionuklidu**. Žiarič tu cirkuluje pomocou čerpadla medzi jadrovým reaktorom, kde sa aktivuje, a ožarovacou komorou, kde sa využíva jeho radiačná energia. Celý systém je primerane tieneny. Najčastejšie sa pritom používajú rádionuklidy: $^{116\text{m}}\text{In}$ ($T_{1/2} = 54$ min), ^{56}Mn ($T_{1/2} = 2,56$ h), $^{152\text{m}}\text{Eu}$ ($T_{1/2} = 9,3$ h).

Rádionuklid sa používa vo forme kovu, roztoku svojej soli, taveniny soli, prípadne suspenzie. Dávková intenzita sa môže regulovať zmenou rýchlosti cirkulácie alebo clonením cirkulačného potrubia.

3.1 Typy rádionuklidových ožarovacích staníc

Podľa typu a materiálu radiačnej ochrany, podľa geometrického tvaru a priestorového usporiadania žiaričov rozlišujeme niekoľko základných typov rádionuklidových ožarovacích zariadení.

Najjednoduchšie sú šachtové ožarovacie zariadenia, kde je zdroj žiarenia na dne šachty naplnenej vodou. Voda zabezpečuje ochranu obsluhy zariadenia pred žiarením. Ožarované vzorky, ktoré sa spúšťajú k zdroju, musia byť vodotesne zabalené.

V panoramatických ožarovacích zariadeniach sa ožarované systémy fixujú a radiačný zdroj sa pohybuje (mechanicky, elektromagneticky alebo pneumaticky) medzi dvoma základnými polohami (tienená a ožarovacia poloha). Radiačné pole v tomto usporiadaní je nehomogénne

Výhodnejšie radiačné pole, čo sa týka jeho homogenity, je v komôrkových ožarovacích zariadeniach, v ktorých je fixne umiestnená valcovitá sústava žiaričov. Ožarovací priestor je pohyblivý a má hornú a dolnú tieniacu zátku.

Okrem uvedených usporiadaní jestvuje veľa iných konštrukčných usporiadaní rádionuklidových zariadení.

Pri stavbe a konštrukcii intenzívnych radiačných zdrojov treba prihliadať na niektoré všeobecné požiadavky a kritériá, ako je zabezpečenie dostatočnej ochrany pracovníkov pred ožiarovaním, maximálne využitie radiačného zdroja vhodnou úpravou umožňujúcou súčasné ožarovanie viacerých vzoriek, možnosť meniť intenzitu žiarenia a pod.

3.2 Chemonukleárny reaktor

Chemonukleárny reaktor je špeciálne upravený jadrový reaktor, ktorý sa používa v technickej radiačnej chémii, resp. radiačnochemickej technológii. Vhodnou úpravou jadrového paliva pri ožarovaní sa využíva nielen γ -žiarenie a neutrónové žiarenie, ale aj kinetická energia štiepných trosiek. Aby sa aktívna zóna maximálne radiačne využila, ožarované médium cirkuluje a slúži súčasne aj ako moderátor. Vzhľadom na malý dosah štiepných trosiek musí byť štiepiteľný materiál mikropórovitý, prípadne tvorený tenkými palivovými fóliami, palivovým povlakom na sklenených vláknach a pod., aby okolo nich mohlo prúdiť ožarované médium. Jadrové palivo môže byť aj vo forme suspenzie v syntéznej plynnej zmesi. Suspenzia sa po výstupe z reaktora oddeľuje pomocou cyklónu a filtra.

Chemonukleárne reaktory sa majú používať na uskutočnenie takých radiačnochemických procesov, ako je fixácia vzdušného dusíka (syntéza oxidov dusíka a kyseliny dusičnej), rozklad oxidu uhličitého, príprava hydrazínu z amoniaku, príprava etylénglykolu z metanolu, oxidácia benzénu na fenol a pod.

Aby sa zlepšila ekonomickosť, navrhujú sa dvojúčelové reaktory, ktoré by sa primárne využívali na výrobu pary (napr. v jadrovej teplárni) a druhotne by ešte vyrábali napr. kyselinu dusičnú zo vzduchu.

3.3 Technické radiačné zdroje

Veľmi dôležitou skupinou zdrojov žiarenia s vysokou energiou sú technické zdroje. Sú to najmä urýchľovače elektrónov a röntgenové prístroje.

Na urýchľovanie elektrónov (prípadne iónov) sa používajú rôzne **typy urýchľovačov**, ktoré sú určené **na zvyšovanie kinetickej energie nabitých častíc**. Energia častíc sa v urýchľovači zvyšuje o viac ako 0,1MeV. Najčastejšie urýchľovanými nabitými časticami sú elektróny (elektrónové urýchľovače) a ióny (iónové urýchľovače). Špeciálnym prípadom iónov sú ióny vodíka 1_1H , t.j. protóny (protónové urýchľovače). Z hľadiska fyzikálnych princípov urýchľovania však možno urýchľovať akékoľvek nabité častice, napríklad aj pozitrony, antiprotóny a podobne. Naopak, nemožno priamo urýchľovať elektricky nenabitú časticu, ako sú napríklad fotóny alebo neutróny. Tieto možno získať pomocou urýchľovačov nepriamo prostredníctvom interakcie nabitých častíc s vhodnými terčikmi. Typickým príkladom je konverzia elektrónov na brzdné röntgenovské žiarenie ich náhlym zabrzdzením na antikatóde. Na tomto princípe pracujú nielen všetky röntgenovské prístroje, ale aj medicínske lineárne urýchľovače pre ožarovanie nádorov.

Elektricky nabitú časticu urýchlenú v urýchľovači sa pôsobením elektrických a magnetických polí sústreďujú do zväzku. **Zväzok nabitých častíc** definujeme intuitívne ako súbor nabitých častíc pohybujúcich sa po blízkych dráhach, ktorý má ohraničené priečne rozmery (priečny = kolmý na smer pohybu). Pre zväzok je typická dominantná **pozdižna** zložka vektora rýchlosti pohybu častíc, orientovaná v smere osi zväzku. Pre zväzky je tiež typické, že obsahujú veľký počet častíc. Napríklad zväzok protónov pri prúde $1\mu A$ zodpovedá približne $6 \cdot 10^{12}$ protónov za sekundu. Podľa druhu nabitých častíc vo zväzku hovoríme o **elektrónovom zväzku**, **protónovom zväzku**, **iónovom zväzku** a podobne.

Využitie zväzkov spočíva v tom, že zväzok dopadá na **terčik**, pričom dochádza k interakcii dopadajúcich častíc (projektilov) s atómami terča. Táto interakcia je súborom mnohých fyzikálnych procesov a mechanizmov, ktorými sa menia jednak vlastnosti terčika jednak vlastnosti zväzku. Môže dochádzať aj ku vzniku a emisii nových častíc alebo elektromagnetického žiarenia. Pri konkrétnej aplikácii sa snažíme dosiahnuť také podmienky, aby želané fyzikálne procesy v interakcii prevládali a ostatné boli, podľa možnosti, potlačené. To sa dosahuje vhodnou voľbou druhu a energie urýchlených častíc, materiálu terčika a ďalších podmienok experimentu.

Najjednoduchší **elektrostatický urýchľovač** by vznikol pripojením napätia medzi iónový zdroj (plní funkciu prvej elektródy) a terčik (plní funkciu alebo je elektricky spojený s druhou elektródou). Takýto urýchľovač má jedinou urýchľujúcu štrbinu. Častice sú vytvárané v iónovom zdroji, z ktorého vychádzajú malým, tzv. extrakčným otvorom. Medzi iónový zdroj a terčik je pripojené napätie vysokonapäťového (VN) zdroja. Čerpacia sústava zabezpečuje vo vnútri urýchľovača vákuum, aby sa častice mohli pohybovať po želaných dráhach bez zrážok s molekulami plynu. Za týchto okolností sú dráhy častíc definované rozložením elektrického potenciálu vo vnútri urýchľovača a nie vzájomnými zrážkami medzi časticami a molekulami plynu. Kaskádový elektrostatický urýchľovač pozostáva z viacerých elektród, ktorých potenciál je odvodený od zdroja vysokého napätia pomocou odporového deliča. Elektródy vytvárajú kaskádu urýchľujúcich štrbín. Ampérmeter slúži na meranie zvodového prúdu odporovým deličom, ktorý je mierou vysokého napätia.

Rezonančné urýchľovanie využíva **elektrické pole**, ktoré je periodickou (najčastejšie harmonickou) funkciou času. Získame ho pomocou rádio-frekvenčného (RF) generátora. Urýchľujúca štruktúra môže byť v prvom priblížení mechanicky podobná štruktúre elektrostatického urýchľovača, spôsob jej napájania je však principiálne odlišný.

Doteraz uvádzané typy urýchľovačov patria do skupiny **lineárnych urýchľovačov**, pre ktoré je typické:

dráhy častíc v urýchľovacej štruktúre sú (približne) priamky;

častica prechádza každou urýchľujúcou štrbinou iba raz.

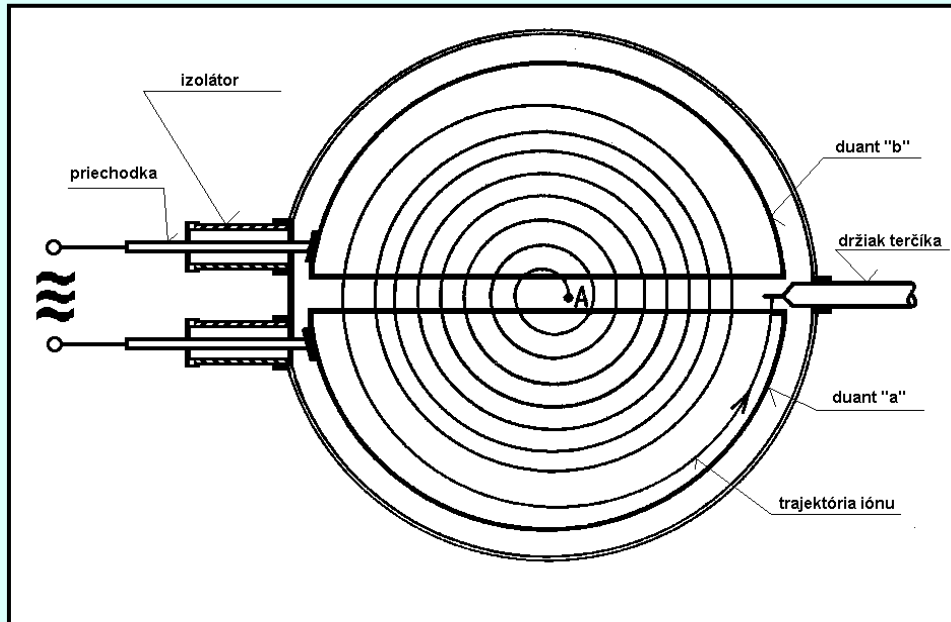
Lineárne urýchľovače využívajúce rezonančný princíp urýchľovania sa skrátene označujú ako **LINAC** (z anglického **LIN**ear **AC**celerator). Z hľadiska princípu ich činnosti nie sú energeticky obmedzené, avšak pri zvyšovaní energie narastá ich dĺžka, čo vedie k určitým praktickým obmedzeniam. Dosahované energie sú najčastejšie rádovo desiatky MeV. V medicíne majú zvláštne postavenie najmä **elektrónové LINAC-y**, ktoré sa využívajú na ožarovanie nádorov. Používa sa pritom elektrónový zväzok s energiou niekoľko MeV, ktorý sa na výstupe urýchľovača najčastejšie konvertuje na brzdné žiarenie. Schematické usporiadanie a [pracovisko rádioterapie](#) na báze elektrónového LINAC-u a základné časti medicínskeho elektrónového LINAC-u pre rádio-terapeutické účely sú na obrázkoch hypertextu.

Okrem urýchľovania po lineárnej dráhe máme zariadenia, kde sa častice urýchľujú po kruhovej alebo špirálovej dráhe (cyklotrón, synchrociklotrón, betatrón, elektrónový a protónový synchrotrón).

Cyklotrón je cyklický urýchľovač, v ktorom je urýchľujúca štruktúra vložená do **konštantného magnetického poľa**. Magnetické pole nie je presne homogénne, ale má určitú radiálnu variáciu, aby sa zabezpečila fokusácia častíc pri ich pohybe v urýchľovači. Urýchľujúca štruktúra môže mať formu dvoch dutých elektród v tvare písmena „D“, ktoré sú pripojené k pólom RF-generátora. Tieto elektródy nazývame **duanty**.

Konvenčný cyklotrón pozostáva z elektromagnetu a dvoch duantov. Elektromagnet je tvorený magnetickým obvodom, cievkami a pólovými nastavcami. V medzere medzi pólovými nastavcami sa vytvorí magnetické pole, ktoré zakrivuje dráhy urýchľovaných častíc. Duanty sú pripojené na RF-generátor (oscilátor). Štrbina medzi duantami je **urýchľujúcou štrbinou**, priestor vo vnútri duantu je z hľadiska prítomnosti elektrického poľa driftovým priestorom, je tu však prítomné magnetické pole elektromagnetu, ktoré zakrivuje dráhy častíc do kružnice. Princíp činnosti je podobný ako pri lineárnom rezonančnom urýchľovaní s tým rozdielom, že funkciu driftových trubíc plnia dva duanty a častica sa v dôsledku zakrivenej dráhy opakovane vracia do jednej a tej istej urýchľujúcej štrbiny. Častica pri prechode urýchľujúcou štrbinou medzi duantami získa určitý prírastok kinetickej energie a následne sa pohybuje po kružnici vo vnútri duantu. Magnetické pole je v čase *konštantné*, elektrické pole je periodickou funkciou času. Perióda je volená tak, aby pri nasledovnom prechode častice štrbinou na ňu pôsobilo opäť urýchľujúce pole. To znamená, že doba jedného obehu častice v cyklotróne musí byť totožná s periódou (alebo jej párnym násobkom) RF-generátora.

Každým prechodom štrbinou sa energia častice zvýši a polomer jej dráhy v magnetickom poli sa zväčší. Trajektória častice v cyklotróne má približne tvar špirály. Keďže uhlová rýchlosť pohybu častice nezávisí od polomeru jej dráhy, urýchľujúcu štruktúru možno napájať RF-generátorom so stálou frekvenciou a urýchľovať častice súčasne na všetkých polomeroch. Treba si však uvedomiť, že toto ostáva v platnosti, len pokiaľ sa nezačne prejavovať nárast relativistickej hmotnosti častice, m . S narastajúcou relativistickou hmotnosťou uhlová rýchlosť častice klesá, čo je pochopiteľné, pretože prírastok kinetickej energie sa už nevyužíva len na prírastok rýchlosti, ale aj na zvýšenie hmotnosti častice. Častica preto „nestihne“ obiehať s frekvenciou zodpovedajúcou frekvencii RF-generátora.



Trajektória častice v konvenčnom cyklotróne

Bod A predstavuje počiatkový zdroj častíc, ktorý môže byť buď interným iónovým zdrojom alebo inflektorom axiálnej injekcie. Uvažujme, že kladná častica vychádza z bodu A a elektrické pole je orientované z duantu „a“ do duantu „b“. Častica bude urýchlená a bude sa pohybovať po kružnici vo vnútri duantu „b“. Po uplynutí jednej pol-periódy bude prechádzať z duantu „b“ do duantu „a“, pričom bude opäť urýchlená, nakoľko elektrické pole počas jednej pol-periódy zmenilo svoju polaritu a bude orientované z duantu „b“ do duantu „a“. Kinetická energia častice sa zvýši a častica sa bude pohybovať vo vnútri duantu „a“ po kružnici s väčším polomerom. Celý proces sa opakuje, pričom častica sa dostáva postupne na dráhu s väčším a väčším polomerom, až narazí na terčik alebo je z urýchľovača extrahovaná.

V cyklotrónoch pri veľkých rýchlostiach relativisticky vzrastá hmotnosť urýchľovaných častíc, tým sa predĺžia obehové časy a naruší sa synchronizácia. Tieto ťažkosti sa nevyskytujú v ďalších konštrukciách urýchľovačov elektrónov – v **betatróne** a protónov – v **synchrotróne**.

V r. 1999 bola schválená výstavba [Cyklotrónového centra](#) Slovenskej republiky.

Podľa Medzinárodnej agentúry pre atómovú energiu (MAAE) možno vymedziť šesť hlavných oblastí aplikačného využitia iónových urýchľovačov:

- analýzy uskutočnené iónovým zväzkom (Ion Beam Analysis – IBA),
- urýchľovačová hmotnostná spektrometria (Accelerator Mass Spectrometry – AMS),
- modifikácia materiálov iónovým zväzkom,
- produkcia rádionuklidov,
- hadrónová terapia,
- technológia urýchľovačov (komplexný program výchovy na všetkých úrovniach),

Okrem využitia elektrónových urýchľovačov v zdravotníctve na liečbu onkologických ochorení možno vymedziť nasledovných šesť hlavných oblastí ich aplikačného využitia v priemysle:

- sieťovanie vybraných termoplastov (izolácií autokáblov, plastových potrubí, obalových fólií),
- sterilizácia produktov (výrobkov používaných v medicíne, kozmetike, potravinách a v súčasnosti i farmák),

- ochranné povrchové úpravy substrátov (papier, drevo, plasty, kovy....),
- kolorovanie drahokamov,
- radiačná vulkanizácia elastomérov,
- visbreaking – ľahké krakovanie (redukcia a prerozdelenie molekulovej hmotnosti a rozkladanie) vybraných plastov, takých ako polypropylén a teflón.

Röntgenový prístroj patrí medzi prvé zdroje žiarenia používané v radiačnom výskume. Röntgenové žiarenie sa získava pomerne jednoducho dopadom urýchlených elektrónov na terč z ťažkého kovu. Účinnosť vzniku röntgenového žiarenia je ale relatívne nízka. Pre potreby radiačnej chémie sa vyvinuli aj špeciálne vysokovýkonné röntgenové prístroje . Veľkou výhodou technických radiačných zdrojov je, že sa v nich energia žiarenia a dávková intenzita môžu plynulo meniť a po ukončení ožarovania sa zdroj vypne.