

Přírodní radioaktivita v jeskyních

Ze 340 nuklidů, které byly objeveny v přírodě, je asi 70 radioaktivních. Z obecného pohledu je můžeme rozdělit na radionuklidy kosmogenní a primordiální. Existují v životním prostředí jednak v rozložení původním, daném při formování Sluneční soustavy, jednak v rozložení změněném lidskou činností.

Kosmogenní radionuklidy vznikají při reakcích kosmického záření s jádry atomů atmosféry, půdy a vody. Z celé řady těchto radionuklidů existuje v životním prostředí jen několik, které se vyskytují v měřitelných koncentracích. Nejznámějšími představiteli těchto radionuklidů jsou tritium ^3H a uhlík ^{14}C .

Primordiální radionuklidy existující v terestrální složce jsou zpravidla členy uranové, thoriové nebo aktiniové radioaktivní řady. Nejvýznamnější z těchto přeměnových řad je řada uranová. Tam, kde nedochází k migracím členů této řady, se ustaví rovnováha mezi výchozím radionuklidem ^{238}U a jeho přeměnovými produkty. Při rovnováze je vznik dceřiných přeměnových produktů řízen výlučně radioaktivní přeměnou mateřského radionuklidu, což znamená, že aktivita dceřiných radionuklidů je totožná s aktivitou mateřského, výchozího radionuklidu. Rovněž u thoriové řady má výchozí radionuklid ^{232}Th mnohem větší poločas přeměny než jeho dceřinné produkty, což zajišťuje radioaktivní rovnováhu v těch případech, kdy dceřiné radionuklidy nejsou odstraňovány přírodními procesy jako např. erozí či vyplavováním. Členy aktiniové řady se vyskytují v přírodě spolu se členy řady uranové. Uran, vyskytující se v přírodě, obsahuje kolem 0,7% radionuklidu ^{235}U , který je výchozím členem aktiniové řady. Oba výchozí radionuklidy uranu ^{238}U a ^{235}U však mají rozdílné poločasy přeměny, následkem čehož produkty aktiniové řady v přírodě ubývají rychleji. V historii naší planety existovaly ve složkách životního prostředí ještě členy neptuniové přeměnové řady. Poločasy přeměny prvků této řady jsou však příliš krátké ve srovnání s geologickým stářím Země, a proto se dnes tyto radionuklidy v přírodě volně nevyskytují.

Osamoceně se vyskytující radionuklidy, nepatřící k žádné z přeměnových řad, vykazují vesměs velmi vysoký poločas přeměny a nízkou měrnou aktivitu. Patří k nim např. ^{50}V , ^{87}Rb , ^{115}In , ^{138}La , ^{142}Ce , ^{144}Nd , ^{147}Sm , ^{152}Gd , ^{174}Hf , ^{176}Lu , ^{187}Re . Samostatnou kapitolou je radionuklid ^{40}K .

Radioaktivita půdy je závislá především na jejich geologickém původu, geografických a hydrologických podmínkách. Přírodní radioaktivita půdy je převážně určována aktivitou ^{40}K , který patří k nejrozšířenějším radionuklidům v životním prostředí. Jeho aktivita v půdě je větší než aktivita ostatních přírodních radionuklidů dohromady. Kyselé magmatické zeminy obsahují obvykle víc těžkých radioaktivních prvků než půdy vzniklé ze zásaditých hornin. Uran a členy jeho řady bývají hojněji obsaženy v horninách, které snadněji zvětrávají a proto je vyplavován zemními prameny a také snadněji proniká do spodních vrstev půdy. Thorium, na rozdíl od uranu, se většinou váže ke stabilním, tvrdým horninám. Z toho důvodu proniká thorium a členy jeho řady do půdy hůře. V odolných horninách, které jen málo podléhají erosivní činnosti, se nacházejí obvykle těžké radioaktivní kovy ve větších koncentracích než např. v usazeninách.

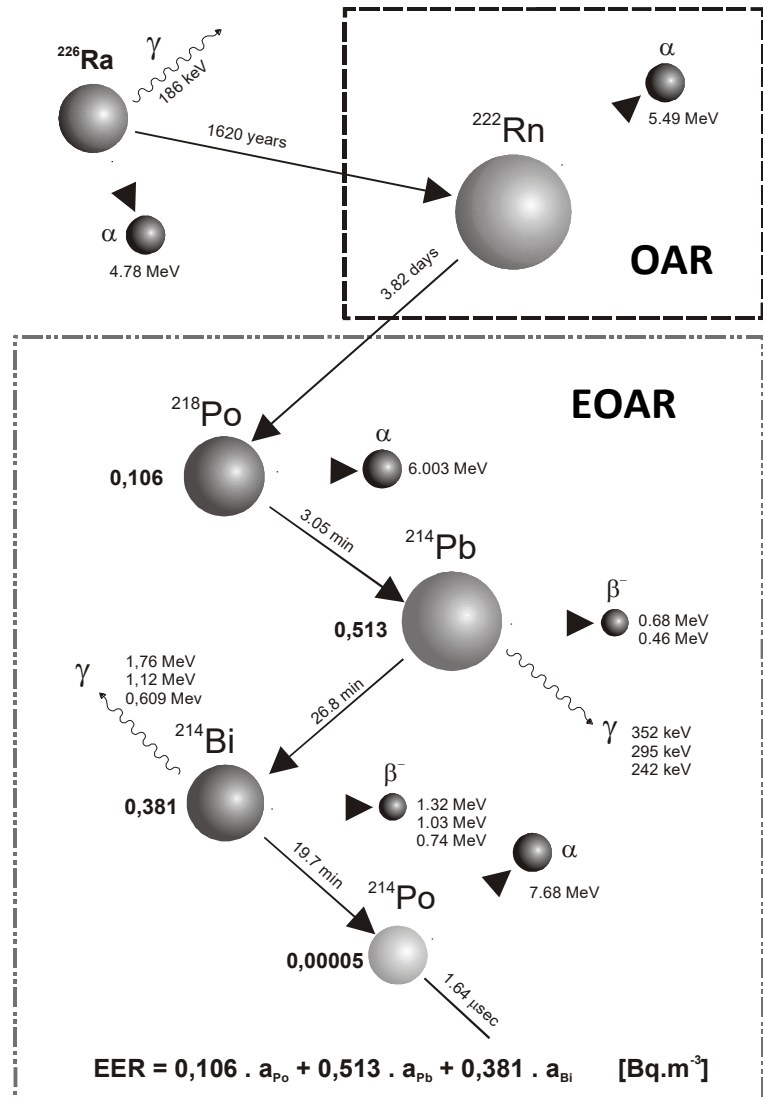
Radioaktivita vody je způsobena vyplavováním hornin, při němž dochází k rozpouštění některých nerostných látek. Tento proces je ovlivňován chemickým složením hornin. K největšímu sycení přírodních vod uranem např. dochází při styku s kyselými horninami, zatímco naopak rádiu se dostává do roztoků převážně vyluhováním. Přesunem povrchových i spodních vod do řek a jezer pronikají radionuklidy také do těchto vod a jejich sedimentů. Koryta řek a dna jezer tak vykazují vždy větší koncentraci radionuklidů než vody těchto systémů.

Radioaktivita atmosféry je převážně způsobena ^{222}Rn a jeho dceřinými produkty. Radon ^{222}Rn se uvolňuje do atmosféry následkem přeměny ^{226}Ra (viz. obr. 12), které je členem uranové přeměnové řady a nachází se ve většině hornin a půd. K uvolňování (emanaci) ^{222}Rn dochází však nejen z hornin a stavebního materiálu, ale také z vody a ze spalín fosilních paliv a zemního plynu. Emanaci ^{222}Rn do atmosféry ovlivňuje okolní teplota, barometrický tlak a další klimatické podmínky jako např. vítr, sníh, déšť atd. Se vzrůstem teploty a poklesem barometrického tlaku se uvolňování radonu z hornin zvětšuje. Střední emanační rychlost ^{222}Rn z půdy se pohybuje kolem $15 \text{ mBqm}^{-2} \text{ s}^{-1}$. Vlivem radioaktivní přeměny a vlivem promíchávání vzduchu, které kolísá s roční a denní dobou, je v přízemních vrstvách atmosféry koncentrace ^{222}Rn i ^{220}Rn vyšší. Rychlejší úbytek koncentrace ^{222}Rn s výškou nad zemským povrchem je způsoben především kratším poločasem přeměny ^{220}Rn (54 s) ve srovnání s ^{222}Rn (3,8 dne). Je zřejmé, že minimální koncentrace se vyskytují v zimním období, zatímco maximální koncentrace se vyskytují v pozdním létě. V teplejších oblastech dochází k emanaci radonu z půdy snadněji než v polárních krajích. V průběhu denní doby se objevují vysoké koncentrace ^{222}Rn zejména v časných ranních hodinách, kdy teplotní inverze brání vertikální turbulenci vzduchu. Po východu slunce dochází k ohřevu zemského

povrchu a zvýšení turbulence, což vede k poklesu koncentrace. Uvedené zákonitosti jsou přirozeně místně i časově ovlivňovány intenzitou a dobou slunečního svitu. Celosvětová průměrná koncentrace ^{222}Rn v atmosféře se pohybuje kolem $4 \text{ Bq}\cdot\text{m}^{-3}$, zatímco koncentrace ^{220}Rn je asi o řád nižší.

Vznik ^{222}Rn , jeho krátkodobých dceřinných produktů a energetická bilance radioaktivních přeměn a emitovaných částic je znázorněna na obr. 12. Schéma zahrnuje rovněž popis a prvky veličin jakou je **objemová aktivita radonu OAR** (Volume Activity of Radon-VAR) a **ekvivalentní objemová aktivita radonu EOAR** (Energy Equivalent of Radon-EER).

Radionuklidy se v životním prostředí **rozptylují** vlivem proudění a difúze. V důsledku toho klesá koncentrace radionuklidů se vzdáleností od zdroje. Kromě rozptylování, působí na uvolněný radioaktivní materiál v životním prostředí usazování, které způsobuje jednak gravitační usazování (pro



Obr. 12. Schéma rozpadu radionuklidu ^{226}Ra , vzniku radonu ^{222}Rn a jeho dceřinných produktů

částičky větší než $20\mu\text{m}$), jednak chemické sorpce a srážky. Kdyby došlo v jednom místě biosféry k současnému uvolnění několika radionuklidů, bude jejich prostorová a časová distribuce různá, v závislosti na vlastnostech těchto radionuklidů. Koncentrace každého radionuklidu v životním prostředí je dána relativními rychlostmi jeho příjmu a ztrát a ty závisí na fyzikálně - chemických vlastnostech radionuklidu. Snadno rozpustné radionuklidy jsou v ekosystému transportovány rychleji a doba jejich pobytu je přímo závislá na poločasu jejich přeměny.

Distribuce radionuklidů v terénu závisí na druhu terénu a meteorologických vlivech, které souvisí především se zeměpisnou lokalitou. V oblastech se zvýšeným množstvím srážek dochází k většímu usazování a vymývání radionuklidů z atmosféry proti oblastem, kde jsou srážky vzácné. Rovněž vítr způsobuje rozptylování radionuklidů, zatímco v chráněných oblastech jsou pro koncentraci radionuklidů příznivější podmínky. Některé skupiny radionuklidů se v důsledku podobných chemických vlastností prvků chovají v životním prostředí podobně.

Na rozdíl od radonu jsou jeho dceřiné produkty chemicky mnohem aktivnější a nalepují se na prachové částice ve vzduchu, přičemž většina aktivity se váže na částičky o průměru menším než 0,35 μm . Z hlediska vlivu na člověka se může vdechovaný prach ukládat buď v bronchiálním epitelu nebo v alveolární tkáni. Větší částičky mají tendenci ukládat se v bronchiálním epitelu horní části plic, odkud jsou odstraňovány pohybem řasinek řádově během hodin. Prachové částičky uložené v alveolární tkáni jsou dostatečně malé a zůstávají v plicích déle. Dojde-li k inhalaci vzduchu obsahujícího dceřiné produkty radonu, dochází, vzhledem k jejich krátkému poločasu přeměny, velmi pravděpodobně k jejich přeměně uvnitř plicní nebo bronchiální tkáně dříve, než mohou být odtud vydechnuty, nebo jinak odstraněny. Nejvýznamnější radionuklidy (z hlediska velikosti dávky) předanými plicní nebo bronchiální tkáni jsou dceřiné produkty radonu t.j. ^{218}Po , ^{214}Pb a ^{214}Po , které se přeměňují dále emisí částic α a β . Celková ztráta energie v plicích od těchto dceřiných produktů je asi 500 krát větší než ztráta energie od radonu samotného.

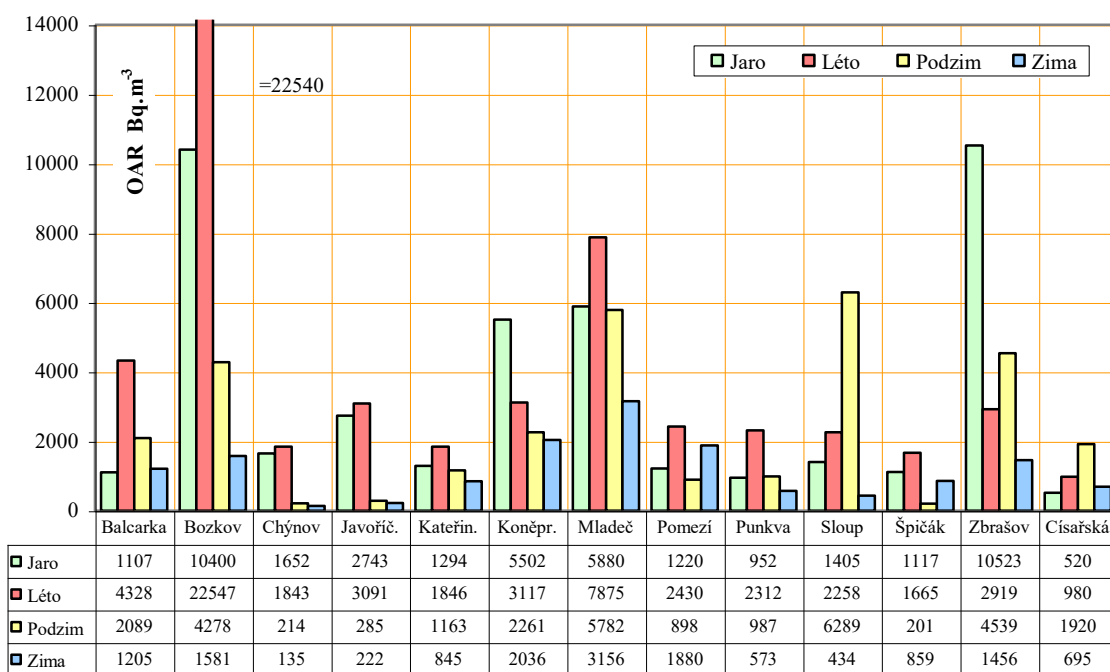
Radon je nejtěžším homologem skupiny vzácných plynů a všechny tři jeho přirozené izotopy, tj. ^{222}Rn , ^{220}Rn a ^{219}Rn jsou radioaktivní a jsou členy přirozených přeměnových řad. Vzhledem k výskytu v přírodě je nejdůležitějším izotopem radonu ^{222}Rn . Rozpustnost radonu ve vodě klesá s rostoucí teplotou a koncentrací rozpuštěných solí. V organických rozpouštědlech je značně rozpustnější, což je někdy využíváno k jeho převodu z vodné do organické fáze a následnému stanovení pomocí kapalných scintilátorů.

Radon má bod varu $-61,8^\circ\text{C}$ a bod tání -71°C . Při jeho stanovení je třeba mít na zřeteli, že difunduje přes pryž, polymery a k jeho dalším ztrátám může dojít také adsorpcí na skle. Radon se také snadno adsorbuje ze vzduchu na aktivní uhlí a silikagel, zvláště při snížené teplotě, což je využíváno při jeho izolaci ze vzduchu pro následné stanovení.

Radiometrické stanovení ^{222}Rn se zpravidla provádí pomocí detekce záření alfa ^{222}Rn a jeho dceřiných produktů ^{218}Po , ^{214}Po . Nejčastěji se měří záření alfa ^{222}Rn v rovnováze s jeho krátkodobými dceřinými produkty, při druhém nepřímém způsobu se měří pouze záření alfa dceřiných produktů ^{218}Po , ^{214}Po , které jsou v rovnováze s ^{222}Rn . Stanovení ^{222}Rn

pomocí měření záření gama dceřiných produktů ^{214}Pb a ^{214}Bi se provádí zejména při analýze různých materiálů nebo geologického podloží.

Pro přímé stanovení ^{222}Rn lze využít několik instrumentálních metod. Nejvíce se v praxi uplatňují scintilační a spektrometrické techniky. Pro přímé stanovení radonu jsou často používány Lucasovy komory. Do těchto detektorů lze načerpat vzduch obsahující radon z běžné atmosféry nebo z půdy. V některých případech se tyto detektory používají i pro stanovení radonu ve vodě s tím že radon je z vody uvolněn do vzorku vzduchu pomocí probublávání. Větší citlivosti stanovení lze dosáhnout použitím kapalinové scintilace, při níž je převeden vzorek radonu do organického rozpouštědla, zpravidla toluenu. Radon lze například i přímo extrahovat z vodného vzorku vytřepáváním do toluenu na základě vyšší rozpustnosti.



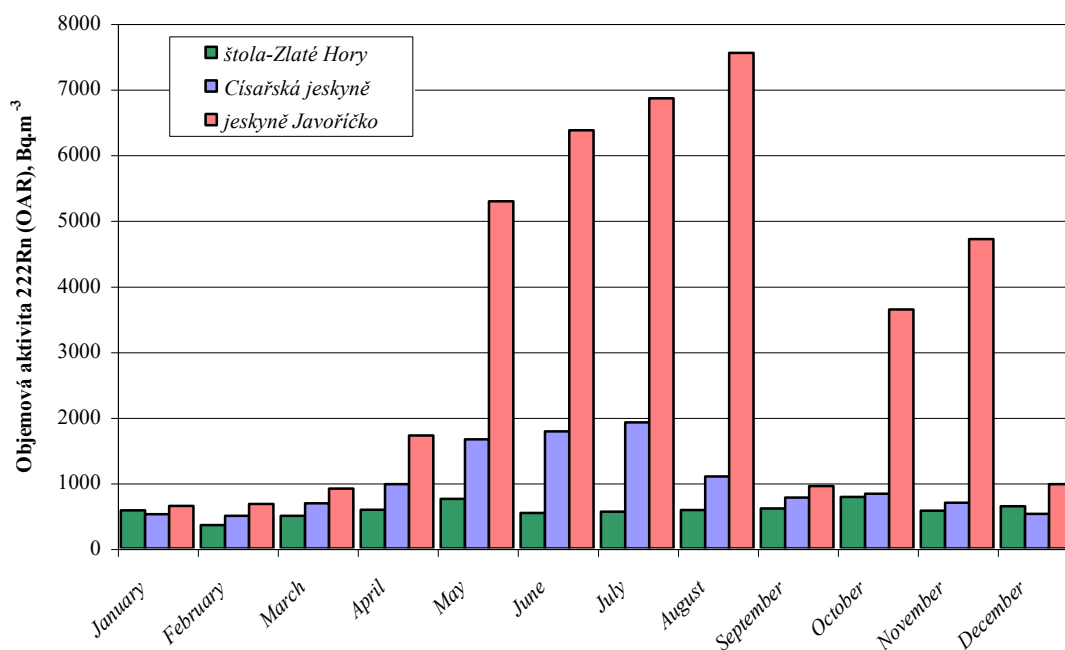
Obr. 13. Objemová aktivita radonu (OAR) ve zpřístupněných jeskyních ČR(97-98).

Nepřímé stanovení radonu umožňují jeho krátkodobé dceřinné produkty, se kterými je radon po 3-4 hodinách v radioaktivní rovnováze. Dceřinné produkty ^{218}Po a ^{214}Po jsou zářiče alfa, na rozdíl od ^{214}Pb a ^{214}Bi které emitují záření beta a gama. Gamaspektrometrickými metodami s využitím spektrometrických scintilačních nebo polovodičových detektorů lze například stanovit i obsah ^{226}Ra v různých vzorcích pomocí gama píku s energií 186 keV, izotopy ^{214}Pb a ^{214}Bi pak pomocí píků 351 keV a 609 keV nebo dalších energií gama. Stanovení ^{222}Rn může být ovlivňováno případnou přítomností zbývajících dvou izotopů

radonu ^{220}Rn a ^{219}Rn , které se však do desíti minut přemění (poločas přeměny thoronu a aktinonu je 55,3 s resp. 3,92 s). Po této době mohou ještě při měření alfa nebo beta aktivity rušit přeměnové produkty thoronu a aktinonu, ale jejich aktivita je vzhledem k delšímu poločasu menší než 0,2% původní aktivity ^{220}Rn a ^{219}Rn .

Dosavadní výzkumy v oblasti přírodní radioaktivity v krasových útvarech byly zaměřeny na sledování radonu a jeho dceřinných produktů, distribuci přírodních radionuklidů v geologickém podloží a změny přirozeného pozadí záření gama. Tyto faktory se jeví důležité nejen z hlediska přírodovědného ale i z hlediska radiohygienického v souvislosti s provozem jeskyní a možného využití některých lokalit pro speleoterapeutické účely. I když přírodní radioaktivita tvoří samostatnou přírodovědnou oblast, je v případě jeskyních natolik svázaná s mikroklimatem, že je zpravidla chápána jako jeho nedílná součást.

I když geologické struktury krasových útvarů se z obecného hlediska nevyznačují vysokými koncentracemi přírodních radionuklidů jakým je např. ^{238}U , lze nalézt v těchto specifických lokalitách koncentrace radonu řádově od stovek až po desítky tisíc $\text{Bq}\cdot\text{m}^{-3}$.

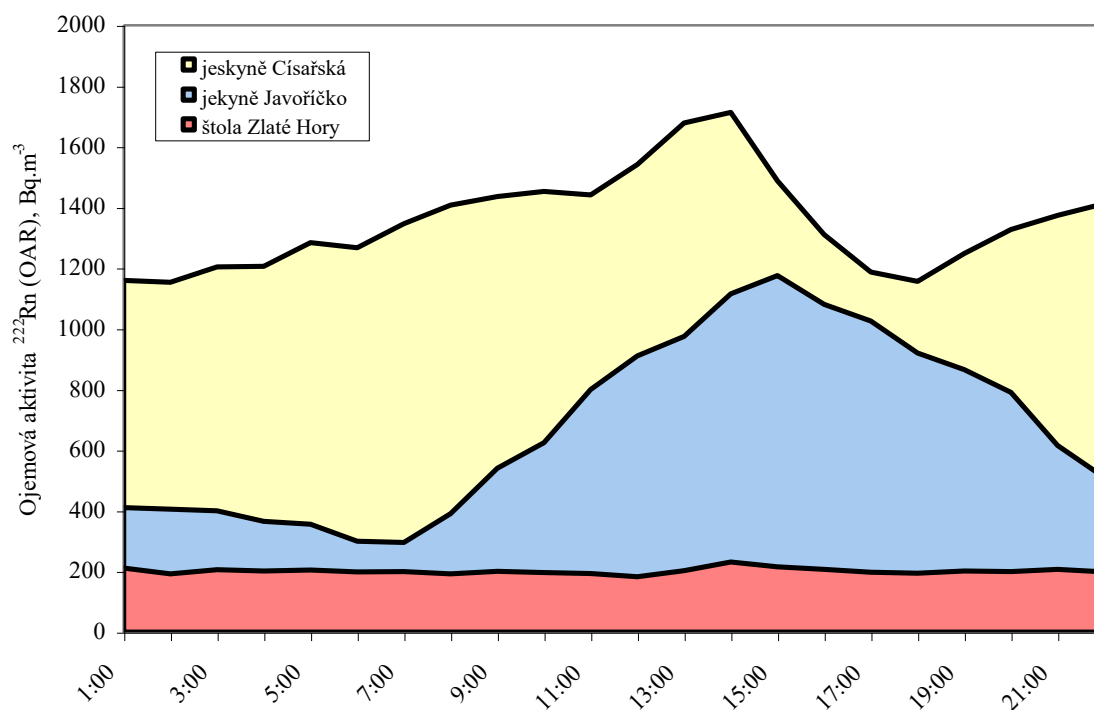


Obr. 14. Typický roční průběh koncentrace ^{222}Rn v různých lokalitách.

V řadě případů lze připsat zvýšené koncentrace radonu v jeskyních jejich poloze na geologicky aktivních podložích, zpravidla velmi výrazné činnosti podzemních vod, přítomnosti geologických zlomů, sedimentů a relativní uzavřenosti vůči venkovnímu okolí. Variabilita těchto faktorů pak způsobuje, že se v reálných podmínkách můžeme setkat s velice odlišnými koncentracemi radonu mezi jednotlivými jeskyněmi (viz. obr. 13) a jeho výraznými

lokálními změnami v konkrétních útvarech či odlišným chováním v závislosti na denním i ročním období.

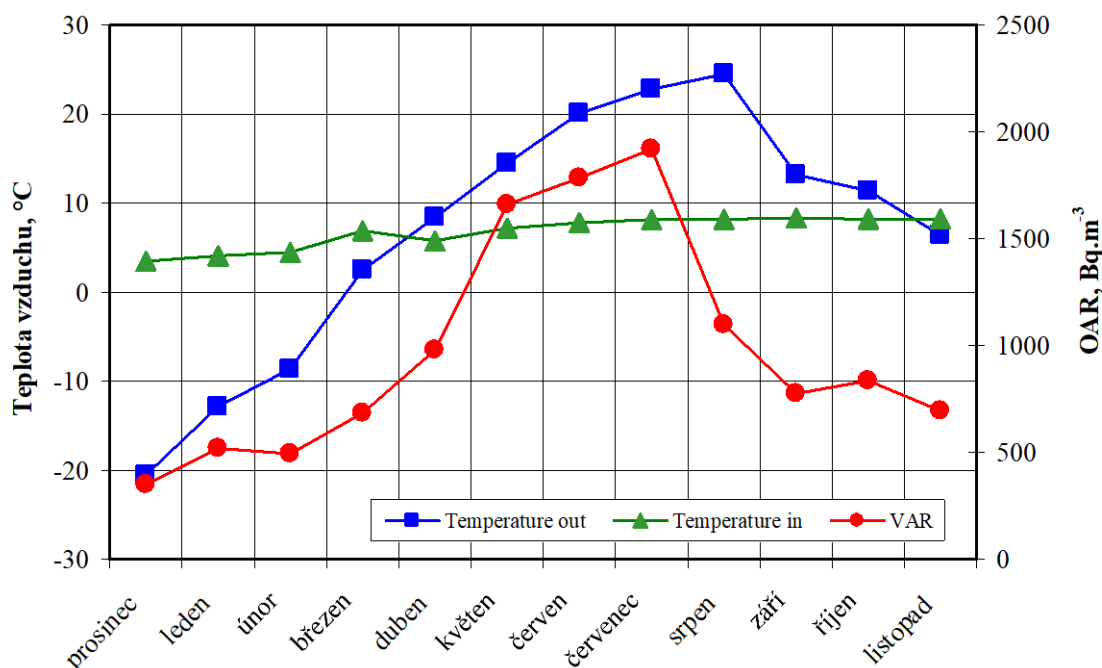
Typickým sezónním průběhem koncentrace radonu v různých lokalitách je uveden na obr. 14. I když hladina objemové aktivity radonu ^{222}Rn je pro každý jeskynní útvar specifická, lze vyvodit jeden obecný závěr. Pokud daná lokalita není autonomně uzavřena a dochází k vzájemné výměně vnitřní a vnější atmosféry na základě jejich rozdílných teplot, dosahuje křivka koncentrace radonu v letním období maxima a naopak v zimních měsících minima.



Obr. 15. Typický denní průběh koncentrace ^{222}Rn v jeskyních a ve štolě.

Tento jev opět souvisí s vertikální stabilitou vnitřního proudění v jeskyních a je tedy způsoben změnami vnější teploty vzduchu. V zimních měsících se tak můžeme setkat se vzestupným prouděním vzduchu v komínkách a trhlinách, kdy relativně teplejší vzduch (někdy o 10-20°C) uniká z jeskynního prostoru do vnější atmosféry a dochází ke zředování koncentrace radonu, naopak v letních měsících dochází k inverznímu stavu, kdy relativně chladnější vzduch v jeskyni je uzavřen vrstvami vnějšího teplejšího vzduchu nad zemským povrchem. Setkáváme se však s odchylkami tohoto jevu neboť vnější klimatická maxima nejsou vždy přesně ohraničena zimním nebo letním obdobím a dále mohou tento jev ovlivňovat také ostatní meteorologické vlivy jako změny barometrického tlaku, směr a rychlost větru apod.

Jak lze vidět je tato závislost charakteristická zejména pro přírodní krasové útvary s přirozenou ventilací vzduchu. Zatímco v monitorované lokalitě jeskyni Javoříčko (Soví díra) vystupuje objemová aktivity radonu až na $8000 \text{ Bq}\cdot\text{m}^{-3}$ je hodnota maxima v Císařské jeskyni těsně pod $2000 \text{ Bq}\cdot\text{m}^{-3}$. Pro názornost je také v grafu na obr. 14. uvedena obdobná závislost pro důlní štolu ve Zlatých Horách která je využívána ke speleoterapeutickým účelům. Jelikož tato lokalita disponuje možnostmi uzavření cest proudění vzduchu, je prakticky koncentrace radonu $500 \text{ Bq}\cdot\text{m}^{-3}$ v průběhu roku konstantní. Rozdílné typy krasových, dolomitových či aragonitových jeskyní představují i rozdílné podmínky pro uvolňování radonu z podloží. Je nezbytné podotknout, že každý jeskynní systém je natolik specifický, že se může odlišovat od obecného modelu a to i podmínkami provozu.

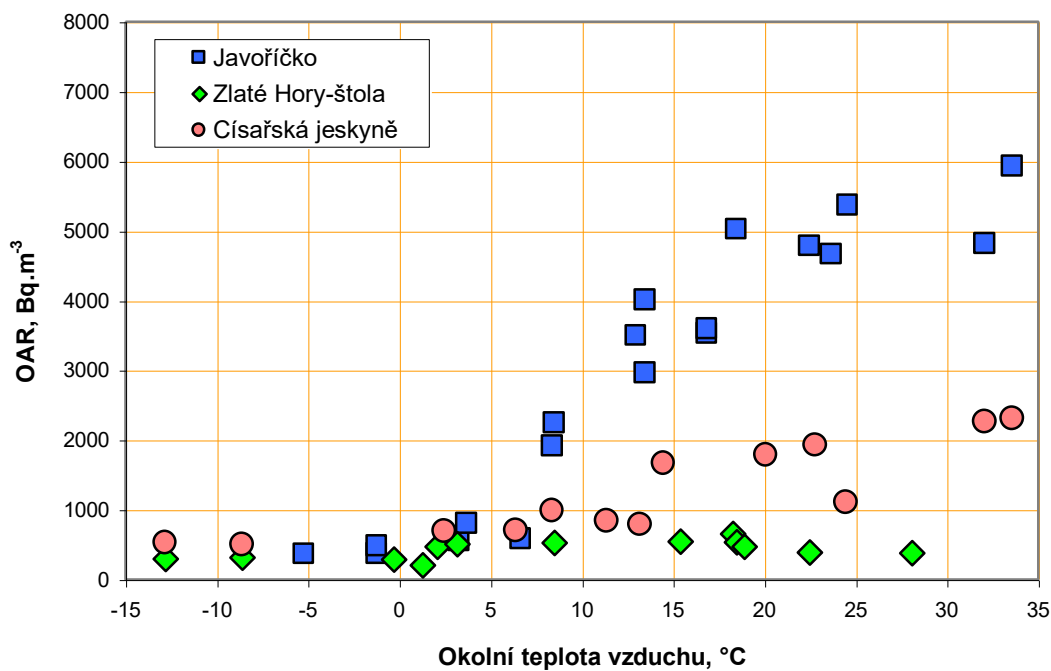


Obr. 16. Charakteristický roční průběh vnitřní a vnější teploty vzduchu a koncentrace ^{222}Rn . (Císařská jeskyně, 96-97)

Detailní popis proudění vzduchu v konkrétních jeskynních systémech je velmi složitou otázkou. Mnohé systémy mohou být propojeny s doposud neprobádanými oblastmi, v řadě jeskyní lze předpokládat existenci i několika pater a nakonec i samotné měření velmi pomalého přirozeného proudění vzduchu je náročné na přístrojovou techniku a vyhodnocení.

Mimo ročních změn koncentrace radonu ve sledovaných lokalitách lze pozorovat rovněž charakteristické denní změny. Obdobně jako u ročních závislostí je i tato variabilita

radonu způsobena změnami vnějších teplot. Tyto změny jsou nejvíce patrné v letním a podzimním období kdy rozdíly mezi nočními a denními teplotami vzduchu jsou nejzřetelnější. Zatímco u krasových lokalit se může objemová aktivita radonu v průběhu dne zvýšit až dvojnásobně viz. obr. 15, vnitřního prostředí štoly je na venkovních změnách prakticky nezávislé. Z uvedených faktů vyplývá důležitý závěr pro monitorování jeskyní. Chceme-li měřit radioaktivitu v jeskyních a získat reálný obraz o jejím stavu, nelze k tomu použít jednorázová měření.

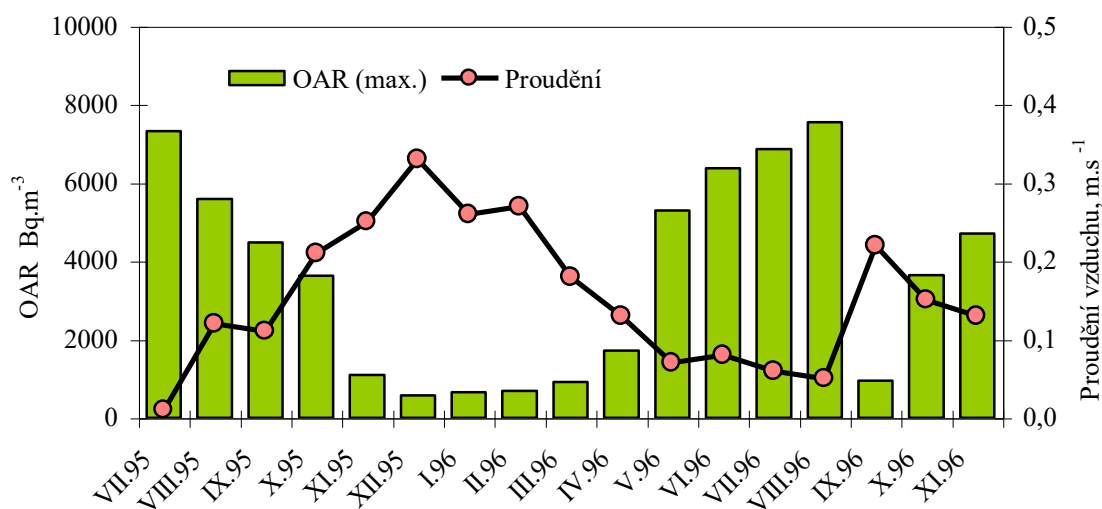


Obr. 17. Vliv vnější teploty vzduchu na koncentraci radonu OAR v různých lokalitách.

Diskutovanou sezónní závislost změn objemové aktivity radonu na vnější teplotě vzduchu dokumentují na příkladu Císařské jeskyně křivky grafické závislosti na obrázku 16. Zatímco vnitřní teplota vykazuje téměř konstantní hodnoty je téměř ideální průběh křivky koncentrace radonu velmi podobný průběhu křivky okolní teploty. Detailnější matematická korelace pro všechny zkoumané lokality ukázala, že výraznou závislost veličin lze pozorovat od okolních teplot vyšších než je teplota vzduchu v jeskyních. Z počáteční fáze křivky vnitřní teploty můžeme vidět její změny způsobené při rekonstrukci této jeskyně. Další zajímavý efekt mikroklimatu a přírodní radioaktivity vzniká při vyšších teplotách vnějšího vzduchu kdy lze pozorovat nasycení objemové aktivity radonu. Grafická závislost na obr. 17 tento jev detailně popisuje. Při zvyšování okolní teploty nad 30 °C dochází k ustálení termodynamické rovnováhy a prakticky další vzrůst vnější teploty vzduchu již nezapříčiňuje nárůst koncentrace

radonu. Je dosaženo rovnováhy radonu mezi jeho uvolňováním a rozpadem za podmínek neovlivňovaných prouděním vzduchu. S analogickým avšak opačným efektem se můžeme setkat u nízkých teplot kde za maximální ventilace pro daný jeskynní systém dosahují hodnoty aktivity radonu lokálního minima, dále už neklesají a vzniká rovnováha mezi emanací radonu a jeho odvětráváním.

Označíme-li okolní teplotu vzduchu za externí faktor změn koncentrace radonu v jeskyních pak interním faktorem je související proudění vzduchu. Obdobně lze porovnat sezónní variabilitu objemové aktivity radonu s průměrnými hodnotami jeskynního proudění. Takovéto srovnání je uvedeno na obrázku 18, kde jsou prezentovány roční závislosti OAR spolu s maximálními hodnotami proudění vzduchu. v Javoříčských jeskyních (Soví díra). Obrácený průběh křivky jeskynních průvanů svědčí o procesu vyvětrávání radonu z jeskynního systému, přičemž i nízké hodnoty proudění vzduchu mohou snížit koncentraci radonu až o jeden řád.



Obr. 18. Dlouhodobý průběh objemové aktivity ²²²Rn a proudění vzduchu (Javoříčko)

Vliv barometrického tlaku na uvolňování radonu z podloží byl již částečně komentován. Prakticky je však nezbytné rozlišovat vliv tlaku na uvolňování radonu z geologického podloží a na jeho rovnováhu v jeskynních útvech. Emanace radonu je například pozitivně ovlivňována poklesem tlaku. Změny venkovního atmosférického tlaku se v jeskyních projevují s mírným zpožděním, pozvolněji. V praxi se však častěji setkáváme s nárůstem koncentrace radonu při vzestupu barometrického tlaku. Zčásti je však tento efekt

způsoben nepřímo, neboť zvýšení hodnot atmosférického tlaku je zpravidla doprovázeno i změnami dalších meteorologických prvků jakou je i teplota či např. proudění vzduchu.

Mimo časových závislostí změn koncentrace radonu v různých denních a ročních obdobích existují rovněž místní změny, související se specifickou geologickou charakteristikou konkrétní části jeskyně.

V souladu s obecným modelem lze konstatovat, že v místech se sníženým prouděním vzduchu dochází ke zvyšování koncentrace radonu. Takovéto zvýšení lze rovněž pozorovat v místech kde dochází vlivem provozu k umělému zvyšování teploty. Častým efektem je také vysoká hodnota objemové aktivity radonu u vchodu a východu z jeskyně. Tento jev lze vysvětlit odlišnou strukturou masivu protože zde převládají mnohem propustnější a zvětralé struktury krasových útvarů spolu s hlínami a jílem. Radon se tak stává nejen významným přírodovědným radiologickým fenoménem v jeskyních a krasových útvarech ale zároveň z hlediska citlivosti současné měřicí techniky jedním z nejcitlivějších indikátorů jeskynního mikroklimatu.

Dceřinné produkty radonu jsou dalším významným prvkem přírodní radioaktivity v jeskyních a krasových útvarech. Po rozpadu radonu vzniká řada dalších radionuklidů z nichž nejdůležitější jsou krátkodobé dceřinné produkty ^{218}Po , ^{214}Bi a ^{214}Pb , viz. obrázek 12. Zatímco radon je plyn, jeho dceřinné produkty jsou kovového charakteru a tomu odpovídá i jejich chování ve volné atmosféře, kde po rozpadu radonu zůstávají. Mohou se zúčastnit řady fyzikálně-chemických procesů či reakcí. Na rozdíl od radonu jsou jeho dceřinné produkty chemicky mnohem aktivnější a nalepují se na prachové částice ve vzduchu, přičemž většina aktivity se váže na částičky o průměru menším než $0,35\ \mu\text{m}$.

Aktivátorem vzájemných interakcí ke kterým může ve vzduchu docházet je bezesporu i náboj který si jednotlivé dceřinné produkty po radioaktivní přeměně odnášejí. Charakter a velikost náboje jsou závislé na typu radioaktivního rozpadu. Obecně lze říci, že po rozpadu α jsou nuklidy ochuzeny o 2 protony, tzn. že mohou nést náboj ${}^A_Z\text{X}^{2-}$ a při rozpadu β budou mít o jeden proton navíc, tzn., náboj ${}^A_Z\text{X}^{+}$. Protože však mohou jednotlivé nuklidy vzájemně interagovat a neutralizovat svůj náboj na prachových částicích, částicích vzdušné vlhkosti či na atomech okolního prostředí ionizovaných všemi druhy uvolněného záření je velmi obtížné definovat typy náboje pro jednotlivé nuklidy konkrétněji. Možné základní typy interakcí radonu a jeho dceřinných produktů v jeskynní atmosféře jsou znázorněny na obr. 19.

Nepřímé stanovení ^{222}Rn , založené na měření jeho přeměnových produktů, je možné provést několika způsoby, přičemž lze detekovat záření alfa ^{218}Po , ^{214}Po nebo záření beta a gama ^{214}Bi , ^{214}Pb . Stanovení ^{222}Rn pomocí gama - spektrometrického měření jeho

rozpadových produktů se používá omezeně. Tento způsob měření se používá hlavně při nedestruktivním stanovení ^{226}Ra v pevných vzorcích životního prostředí.

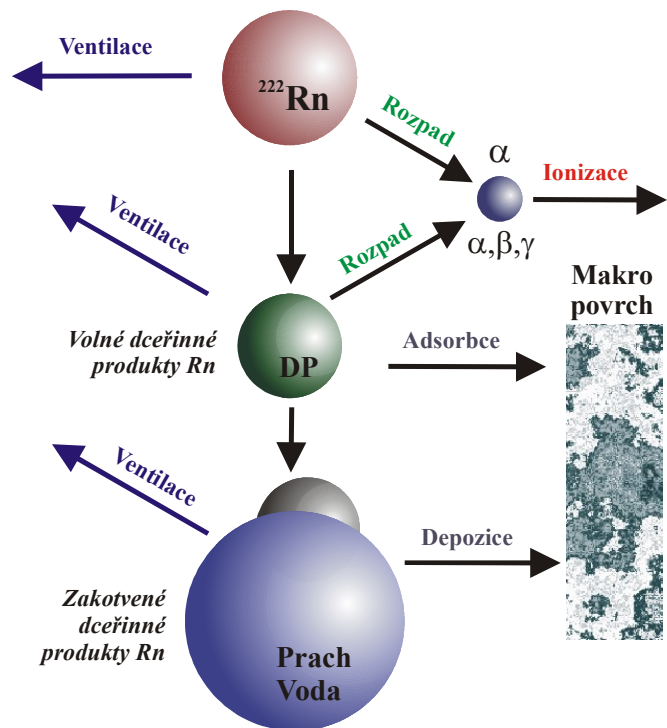
Nejčastěji používané nepřímé metody stanovení ^{222}Rn jsou založeny na detekci záření alfa ^{218}Po a ^{214}Po . Způsob detekce záření alfa ^{218}Po a ^{214}Po je založen na tom, že tyto přeměnové produkty ^{222}Rn jsou ve vzduchu vázány na drobné prachové částice, které se mohou oddělit filtrací přes vhodný filtr, jehož aktivita alfa se potom měří vhodným způsobem. Stanovení ^{222}Rn ve vzduchu tímto způsobem není příliš přesné, protože nemusí být ustavena rovnováha mezi ^{222}Rn a jeho dceřinými produkty, které navíc nemusí být zcela zachyceny na pevných částech obsažených ve vzduchu.

Pro kvantitativní popis dceřiných produktů radonu je používána veličina ekvivalentní objemová aktivita radonu EOAR, která je definována jako vážený součet objemových aktivit produktů přeměny radonu

$$\text{EOAR} = 0,104 \cdot a_V(\text{RaA}) + 0,515 \cdot a_V(\text{RaB}) + 0,379 \cdot a_V(\text{RaC}) + 5,2 \cdot 10^{-8} \cdot a_V(\text{RaC}') ,$$

kde $a_V(\text{RaA})$ je objemová aktivita ^{218}Po , $a_V(\text{RaB})$ je objemová aktivita ^{214}Pb , $a_V(\text{RaC})$ je objemová aktivita ^{214}Bi a $a_V(\text{RaC}')$ je objemová aktivita ^{214}Po . Jednotkou objemové aktivity u všech těchto veličin je $\text{Bq} \cdot \text{m}^{-3}$.

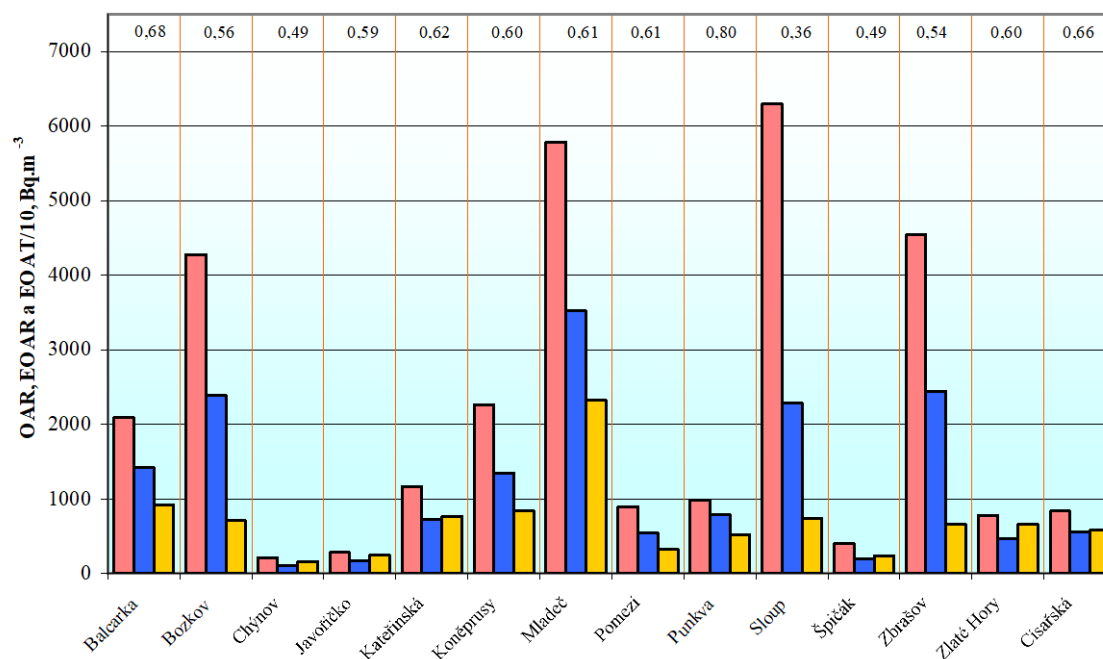
Z hlediska již uvedených možností interakcí dceřiných produktů radonu ve vzduchu je významnou veličinou rovněž faktor rovnováhy F. Tento faktor je definován jako $F = \text{EOAR}/\text{OAR}$ tj. poměr mezi objemovou aktivitou dceřiných produktů a objemovou aktivitou radonu samotného. Jako teoretická je nejčastěji uváděna hodnota $F=0,5$ zároveň jako



Obr. 19. Možnosti interakce radonu a jeho dceřiných produktů v jeskynní atmosféře.

přepočtový koeficient pro výpočet objemové koncentrace radonu pokud je využíváno měření dceřinných produktů.

Při studiu chování dceřinných produktů v jeskynních a štolách byla získána řada zajímavých výsledků. Změny koncentrace dceřinných produktů ve vzduchu se projevuje při krátkodobém monitorování v zásadě shodným průběhem jako změny samotné koncentrace radonu. Náhled na hladinu objemové aktivity dceřinných produktů ve zpřístupněných jeskyních ČR a ostatních lokalitách umožňuje obr. 20. Mimo koncentraci radonu, dceřinných produktů jsou v grafu uvedeny také hodnoty jejich rovnovážného faktoru F. Konkrétně tak můžeme vidět jak se hodnota F pohybující se v rozmezí od 0,36 až po 0,80 v reálných podmínkách odlišuje od teoretické hodnoty 0,5. Informativně je graf doplněn také hodnotami koncentrace thoronu ^{220}Rn . Obecně se potvrzuje, že hranice objemové ekvivalentní aktivity thoronu EOAT v jeskyních nepřekračuje 15-20%ní hranici ekvivalentní objemové aktivity radonu. Měření nízkých aktivit thoronu je zpravidla zatíženo větší chybou.

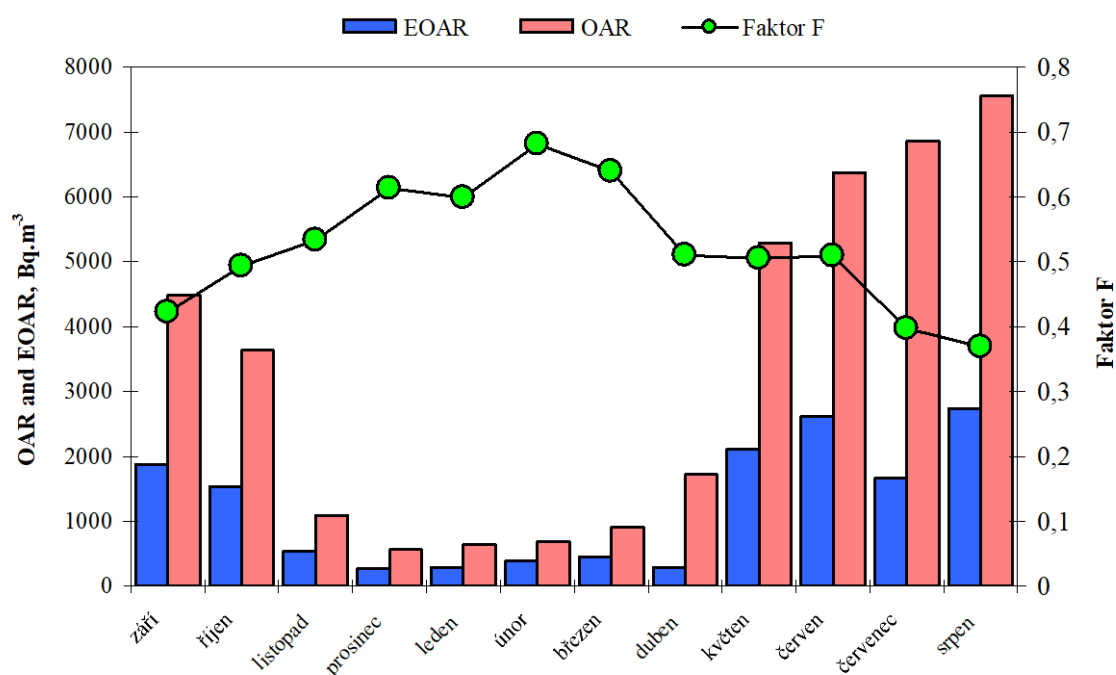


Obr. 20. Koncentrace ^{222}Rn (OAR), jeho dceřinných produktů (EOAR), thoronu ^{220}Rn a hodnoty rovnovážného faktoru F ve vybraných lokalitách ČR.

Protože kvantita a doba existence dceřinných produktů je kromě aktivity radonu závislá také na dějích odehrávajících se v jeskynní atmosféře, je rovnovážný faktor F další významnou charakteristikou jeskynního mikroklimatu.

Komplikovanější situace vzniká při sledování průběhu faktoru F v průběhu ročních období. Doposud byl faktor F pro určitý typ objektů či lokality brán jako konstantní. Dlouhodobým monitorováním radonu a jeho dceřinných produktů bylo zjištěno, že obdobně jako se mění koncentrace radonu s maximem v letních měsících dochází k analogickému efektu i u rovnovážného faktoru F. Tento fenomén nebyl doposud popsán. Průběh rovnovážného faktoru F, viz. obr 21 dosahuje oproti radonu a jeho dceřinným produktům v letním období minima a v zimním maxima.

Pokud budeme uvažovat v jeskyních standardní podmínky, je nejvýznačnějším variabilním faktorem proudění vzduchu. Pokud by však ovlivňovala tato veličina poměr mezi radonem (plynem) a jeho produkty (pevné částice) projevila by se logicky tato změna na relativním snížení koncentrace dceřinných produktů, tedy snížením faktoru F. Průběh demonstrovovaných veličin je však opačný. Protože faktor F je nezávislý od velikosti OAR ale jeho poměru k EOAR znamená to, že v letních měsících s minimálním prouděním a maximálním výskytem radonu způsobuje některý faktor relativní úbytek dceřinných produktů v jeskynní atmosféře.



Obr. 21. Dlouhodobý průběh koncentrace ^{222}Rn , jeho dceřinných produktů a rovnovážného faktoru F (Javoříčko 96).

Možnosti interakcí dceřinných produktů objasňuje schématický náčrt na obr. 20. Kromě standardní ventilace mohou dceřinné produkty adsorbovat na povrchu stěn, ulpívat působením zejména Coulombovských interakcí na prachových částicích nebo mikropapkách vzdušné vlhkosti a následně deponovat nebo sedimentovat na makropovrchy. Z obecných zkušeností je známo, že takovýmto faktorem může být například změna distribuce velikosti prachových částic, při jejíž radikální změně směrem k úbytku dostatečně velkých částic dochází k nárůstu koncentrace dceřinných produktů vlivem omezené možnosti interakcí s prachovými částicemi a následné sedimentaci. V prostorech jeskyní však koncentrace prachových částí prakticky nulová a změna přirozeného aerosolu za konstantní teploty a vlhkosti se jeví nepravděpodobná. Obdobný sezónní průběh jako faktor F má kromě proudění vzduchu také atmosférická ionizace. Koncentrace lehkých atmosférických iontů se v průběhu roku může v některých lokalitách zvýšit o 1-2 řády a pokud uvážíme, že se jedná o nabitě částice, ovlivňuje pravděpodobně významně charakter a chování jeskynního aerosolu. Vliv atmosférické ionizace na rovnováhu radonu a jeho dceřinných produktů je předmětem výzkumu.

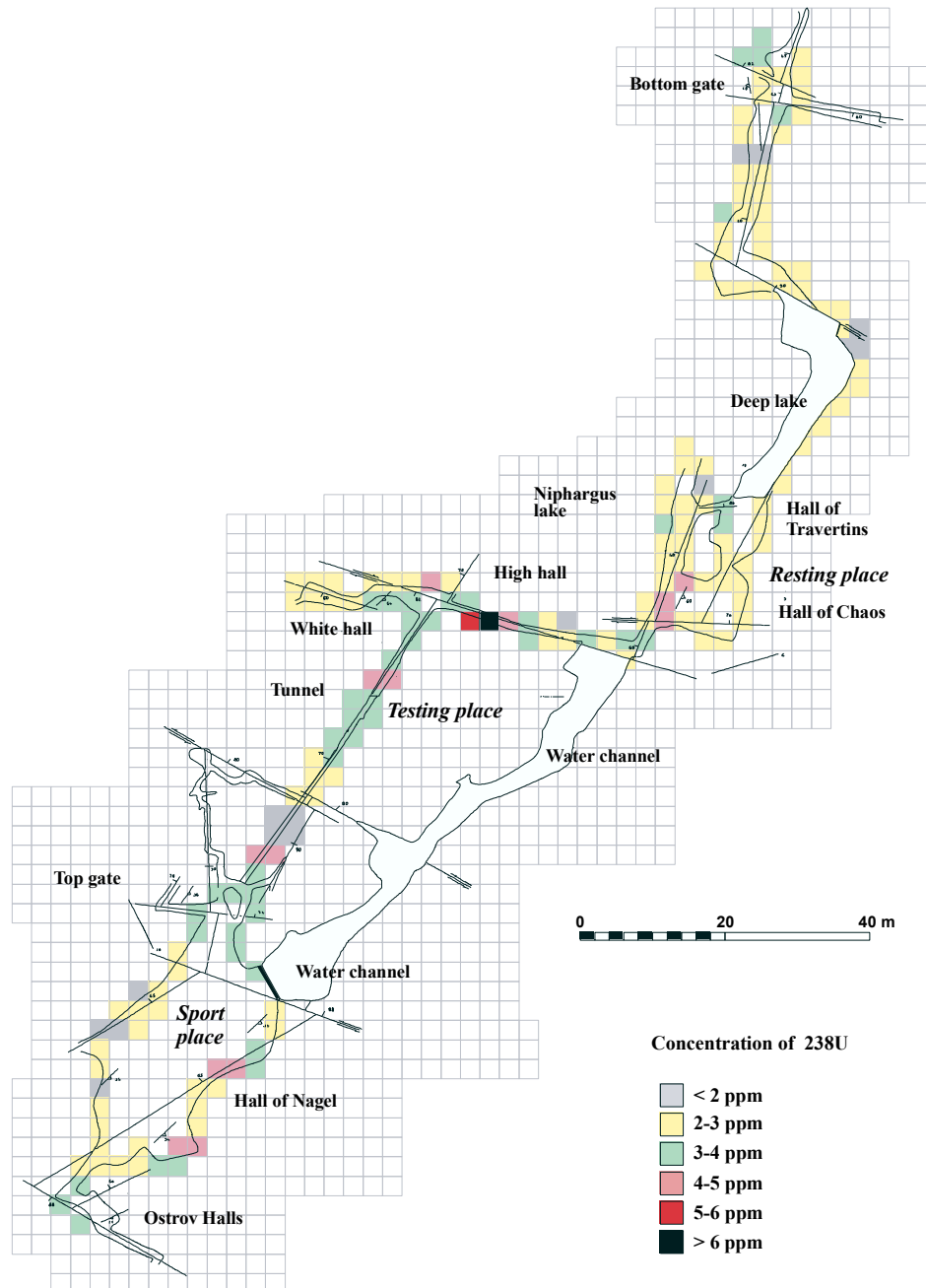
Radionuklidy obsažené v horninách tvoří další skupinu významnou z hlediska radiologického hodnocení jeskyní a krasových útvarů. Jedním z přírodních radionuklidů, který se běžně vyskytuje ve všech horninách a bytostně souvisí s již popsanou problematikou radonu je uran ^{238}U s poločasem rozpadu 4,5 miliardy let, a také jeho dceřinný produkt radium ^{226}Ra s poločasem přeměny 1602 let

Koncentrace uranu v jednotlivých typech hornin se velmi liší. Obecně lze říci, že v usazených, sedimentárních horninách se setkáváme s nižšími koncentracemi uranu než v horninách přeměněných, metamorfovaných tlakem a teplotou během dlouhé geologické historie jejich vzniku.

Nejvyšší koncentrace uranu jsou obvyklé ve vyvřelých, magmatických horninách jako jsou např. žuly, protože primárně již v době svého vzniku byly obohaceny uranem. Sedimentární horniny, které vznikají usazením starších metamorfovaných a magmatických hornin jsou však tvořeny minerály z těchto hornin pocházejících a proto nelze vyloučit, že při jejich vzniku došlo k lokálnímu nahromadění minerálů s vyšším obsahem uranu. S tím souvisí také hodnoty objemové aktivity radonu v těchto typech hornin.

Geologické podloží České republiky je z více než z dvou třetin tvořeno metamorfovanými a magmatickými horninami. Uran je v horninách přítomen v samostatných uranových minerálech nebo v tzv. horninotvorných minerálech, které běžně tvoří základní

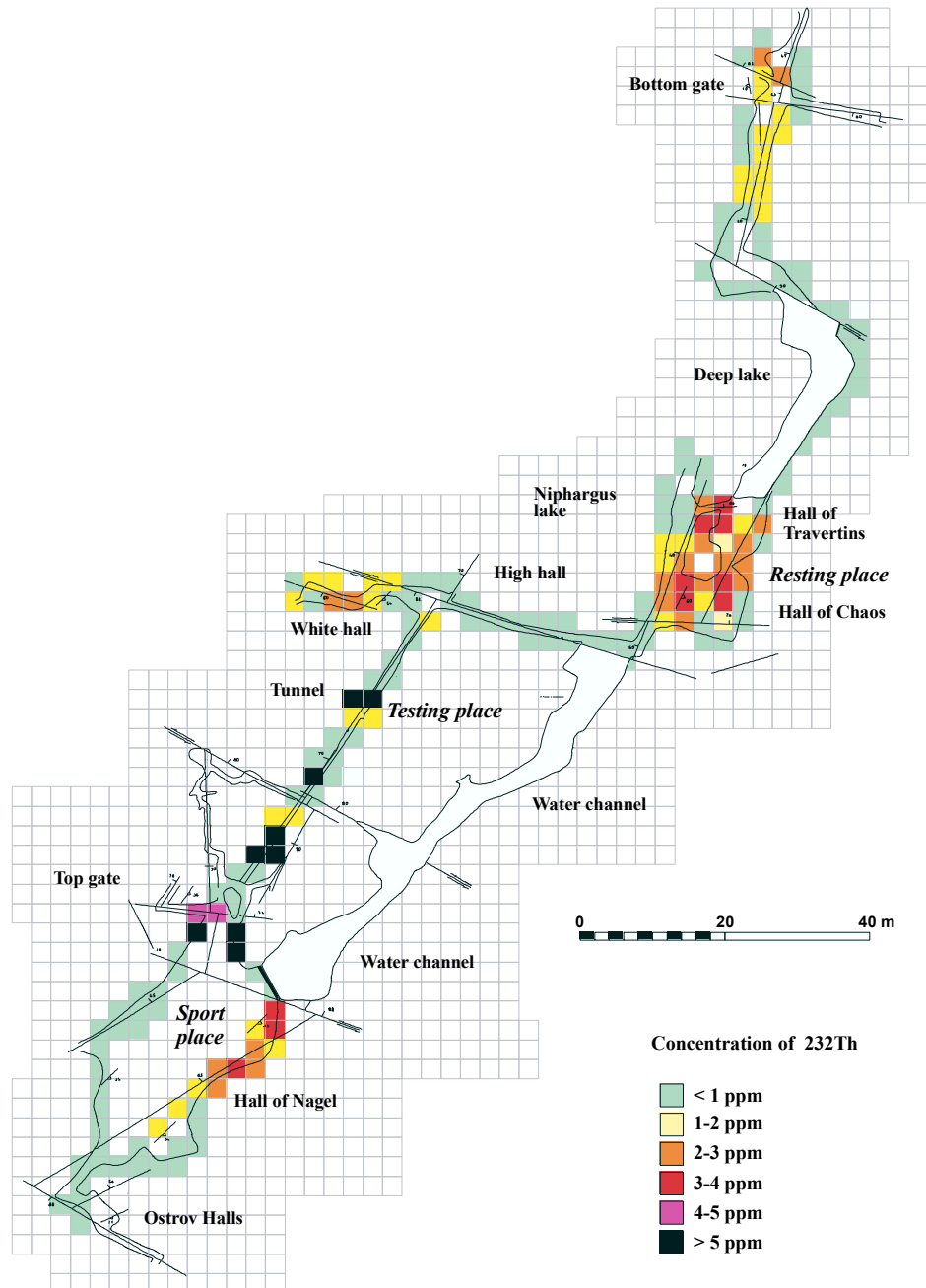
hmotu hornin a zemin (např. slídy v žulách). Záleží na tom, jak jsou zrna minerálů v hornině uspořádána. Čím je hornina jemnozrnnější, tím vzrůstá celkový povrch zrn, z něhož může být radon přeměnou z uranu uvolňován do mezivrstevních prostor a mikrotrhlin v hornině. Odtud radon postupuje do rozvětralých partií horniny směrem k povrchu do svrchních půdních horizontů.



Obr. 22. Distribuce přírodního ^{238}U v geologickém podloží Císařské jeskyně.

Tento proces migrace radonu je závislý na propustnosti půd a zemin a na tlakových a teplotních gradientech v půdě. Pokud je půda dobře propustná (např. šterkovitá nebo písčitá), migraci radonu nejsou kladeny překážky a může snadno pronikat k povrchu a odtud do

objektů. Pokud je půda hlinitá až jílovitá, radon je zadržován v blízkosti svého vzniku v hlubších horizontech půdy. Půdní profil obvykle není homogenní a sestává z více vrstev s rozdílnou propustností. Pokud je svrchní partie půdy nepropustná a hlubší horizonty jsou propustnější, radon se může pod ní hromadit a migrovat nikoliv směrem k povrchu, ale do stran a uvolňuje se teprve v místech s nižší propustností svrchního horizontu.



Obr. 23. Distribuce přírodního ^{232}Th v geologickém podloží Císařské jeskyně.

Z dosavadních měření vyplynulo, že mezi horniny s nejvyššími hodnotami objemové aktivity patří horniny magmatické (durbachity a syenity, granity a granodiority). Ty se vyskytují na poměrně rozsáhlém území Českého masívu, zatímco silurské sedimenty, které

mají rovněž vysoké hodnoty objemové aktivity radonu, zaujímají podstatně prostorově omezenější výchozové partie. Silurské sedimenty (černé břidlice) obvykle obsahují podíl organické hmoty. Setkáváme se v nich obvykle se střední kategorií radonového rizika. Pro mladší sedimenty, jako jsou např. křídové pískovce nebo paleogenní a neogenní písky, pískovce a jílovce jsou typické nižší hodnoty objemové aktivity. Říční terasy jsou většinou velmi nehomogenní, obsahují jak velmi dobře propustné šterkovité a písčité vložky, tak i silně nepropustné jílovité polohy a proto kategorie radonového rizika v tomto typu sedimentů závisí na lokálních geologických podmínkách.

Dalším jevem, který může ovlivnit koncentraci radonu, je tektonické porušení hornin. Přítomnost zlomů a drených poruchových zón v hornině se projevuje zvýšením hodnot objemové aktivity radonu, protože tektonicky oslabené zóny jsou obvykle rozpukanější a propustnější pro migrování radonu. Zvýšení hodnot radonu se může projevit i na kontaktech hornin s výrazně rozdílnou propustností zvětralinového pláště. Vyšší radonový výskyt je obvyklý v horninách jako např. křídové pískovce pokud v jejich podloží vystupují horniny s vyššími hodnotami radonu (žuly).

Tab. 5. Maximální koncentrace přírodních radionuklidů v podloží některých jeskyní a lokalit.

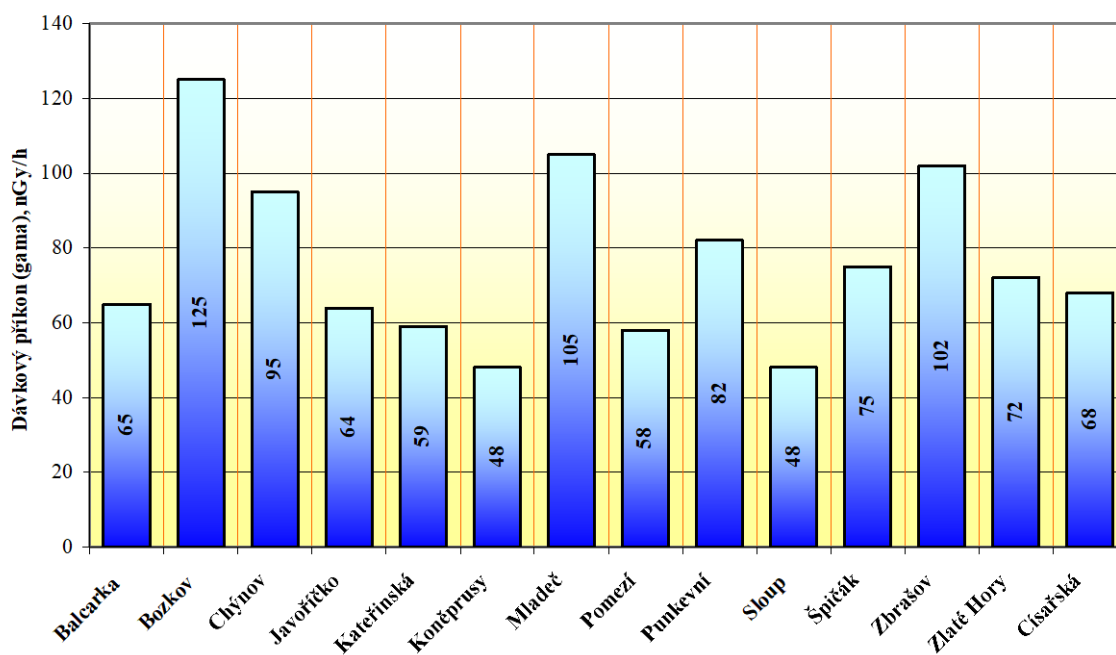
Lokalita	^{238}U , ppm	^{232}Th , ppm	^{40}K , %
Javoříčko	11,1	8,9	1,8
Císařská	9,0	22,8	5,2
Zlaté Hory (štola)	8,2	19,3	4,5
Sloupsko-Šošůvské	8,3	8,8	1,9
Býčí skála	38,8	12,0	1,6

Mimo samotného ^{238}U patří mezi nejvýznamnější terestrální radionuklidy také izotop draslíku ^{40}K a izotop thoria ^{232}Th , jako výchozí člen thoriové rozpadové řady. Základní monitorování těchto přírodních radionuklidů gamaspektrometrickými metodami se ukázalo jako nezbytné pro prvotní průzkum lokalit vymezených např. pro speleoterapeutické účely. Výsledky takového primárního průzkumu poskytují cenné informace o možných poměrech přirozené radioaktivity v dané lokalitě. Na obr. 22 a 23 uvedeny výsledky gamaspektrometrického stanovení přirozených radionuklidů ^{238}U a ^{232}Th a jejich distribuce v podloží Císařské jeskyně. Geometrie měření stěn jeskyně odpovídá konstantní výšce 120 cm nad podloží. Lokalita Císařské jeskyně se nevyznačuje extrémními koncentracemi uvedených radioaktivních prvků.

Maximální koncentrace ^{238}U a ^{232}Th dosahují hodnot 9 a 23 ppm, u ^{40}K se přibližují 5,2 %. Maximální hodnoty těchto přirozených radionuklidů se ve zkoumaných lokalitách objevují zpravidla na místech geologických poruch, puklin a výskytu heterogenních struktur. To potvrzuje již uvedené teoretické předpoklady o možnostech výskytu maximálních či zvýšených koncentrací radonu na takovýchto místech. Pro možnost srovnání jsou v tab. 5 uvedeny maximální naměřené hodnoty některých vybraných lokalit.

Přírodní radionuklidy obsažené v horninách a radionuklidy v atmosféře se podílí významnou měrou na celkové expozici obyvatelstva **zářením gama**. K těmto dvěma faktorům náleží ještě složka kosmického záření, kterou však v případě hodnocení jeskyní, štol a jiných podzemních prostorů můžeme prakticky zanedbat.

Hladině přirozeného pozadí gama je věnována pozornost jak při výzkumu lokalit pro speleoterapii tak i při monitorování zpřístupněných jeskyní ČR. Úroveň záření gama se na území ČR pohybuje v rozmezí 70 až 200 nGy.h⁻¹. Roční ekvivalentní dávka od záření gama zemského povrchu se celosvětově mění od 250 do 11500 μSv, přičemž průměrná hodnota je vypočtena na 460 μS.

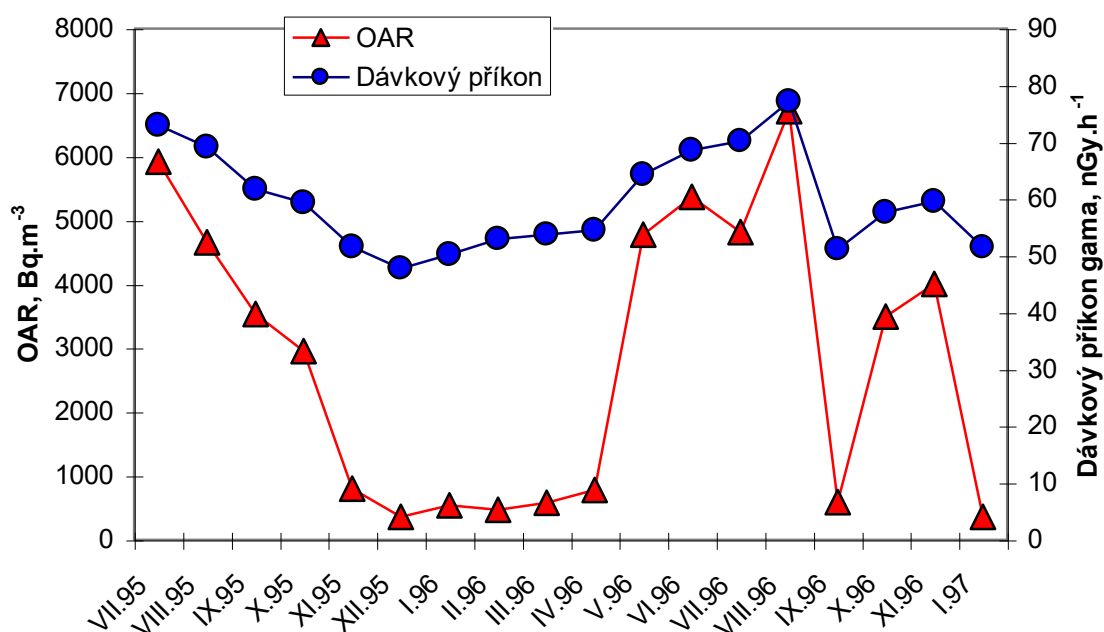


Obr. 24. Dávkový příkon záření gama ve vybraných lokalitách ČR.

Závislost úrovně gama přirozeného pozadí na konkrétním obsahu radionuklidů v geologickém podloží dokumentuje obrázek 24, na němž jsou graficky znázorněny hodnoty dávkového příkonu gama pro jednotlivé zpřístupněné jeskyně ČR a lokality využívané pro

speleoterapii. Uvedené hodnoty jsou vypočteny jako průměr z naměřených hodnot na nejvýznamnějších místech.

Hlavním zdrojem záření gama jsou radionuklidy ^{238}U , ^{232}Th , jejich dceřinné produkty a radionuklid ^{40}K obsažené v podloží a ve vzduchu. Zatímco první složka je v podstatě z našeho pohledu konstantní, gama záření emitované dceřinnými produkty radonu a thoronu může kolísat v závislosti na jejich objemové aktivitě. Příkladem jsou výsledky dlouhodobého monitorování OAR z lokality jeskyně Javoříčko které jsou uvedeny na obrázku 25. Průběh křivky dávkového příkonu záření gama kopíruje změny průměrných měsíčních hodnot OAR. Minimální hodnoty odpovídají přibližně základní úrovni gama pozadí z matečné horniny bez příspěvku radonu a jeho produktů přeměny – konstantní složka gama záření v jeskyních.



Obr. 25. Korelace mezi dávkovým příkonem záření gama a koncentrací radonu ^{222}Rn (Javoříčko 95-97)

Variabilní složku pak reprezentují zejména dceřinné produkty radonu, popř. thoronu. Z matematické korelace dávkového příkonu záření gama na objemové aktivitě radonu a jeho dceřinných produktů byla aproximací získána např. pro Javoříčské jeskyně hodnota konstantní složky gama přibližně 50 nGy.h^{-1} .